



Россия, Карелия - Russia, Karelia



Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли

Granulite and eclogite complexes in the Earth's history

Гранулітавія і эклагітавія комплексы ў гісторыі Зямлі

Γρανουλιτικά και εκλογιτικά συμπλέγματα στην ιστορία της Γης

ग्रेनुलाइट एण्ड इक्लोगाइट कॉम्प्लेक्सेस इन द अर्थ्स हिस्ट्री

地球历史中的麻粒岩和榴辉岩复合岩体

Granulitų ir eklogitų kompleksai Žemės istorijoje

Гранулітові та еклогітові комплекси в історії Землі

Granuliitti- ja eklogiittikompleksit maapallon

Granuliter och eklogiter i Jordens historia

地球史におけるグラニュライト岩体とエクログャイト岩体

GEC - 2011 - ГЭК

## ГРАНУЛИТОВЫЕ И ЭКЛОГИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий

## GRANULITE AND ECLOGITE COMPLEXES IN THE EARTH'S HISTORY

Extended Abstracts and Field Guide



Петрозаводск - Petrozavodsk





**Институт геологии**

**Карельского научного центра РАН**

1961-2011

*50-летию Института геологии КарНЦ РАН посвящается*

Russian Academy of Sciences  
Earth Sciences Section RAS  
Science Board on Precambrian Problems  
Institute of Geology, Karelian RC, RAS  
Moscow State University, Faculty of Geology  
International Mineralogical Association,  
Working Group “MINERAL EQUILIBRIA” (WGME)  
Geological Institute, RAS

**GRANULITE AND ECLOGITE COMPLEXES  
IN THE EARTH’S HISTORY**

*Extended Abstracts and Field Trips Guide Book*

Petrozavodsk, Russia  
2011

Российская академия наук  
Отделение наук о Земле  
Научный совет РАН по проблемам докембрия  
Учреждение РАН Институт геологии Карельского НЦ РАН  
Московский государственный университет  
Геологический факультет  
Рабочая группа «MINERAL EQUILIBRIA» (WGME) при  
Международной Минералогической Ассоциации  
Учреждение РАН Геологический институт РАН

## **ГРАНУЛИТОВЫЕ И ЭКЛОГИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

*Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий*

Петрозаводск  
2011



УДК [552.4+552.48]: 552.08(063)  
ББК 26.3  
Г 77

Г 77 **Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли.** Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 398 с.  
ISBN 978-5-9274-0464-3

Настоящий сборник – это материалы всероссийской с участием зарубежных ученых научной конференции. Цель конференции – обобщение современных знаний о строении, составе, условиях становления гранулитовых и эклогитовых комплексов, проведение сравнительного анализа докембрийских и фанерозойских гранулитовых и эклогитовых комплексов и выработка стратегии дальнейшего изучения этих образований. В материалах отражены современные данные о геологическом строении и составе этих комплексов, их петрологии, изотопном датировании и геохимии, геодинамических моделях формирования. В материалах рассматриваются гранулитовые и эклогитовые комплексы складчатых поясов (Альпийско-Гималайского, Тихоокеанского, Урало-Монгольского) и кратонов (Африканского, Восточно-Антарктического, Восточно-Европейского, Индостанского, Северо-Китайского, Сибирского) с возрастом от кайнозойского до архейского.

УДК [552.4+552.48]: 552.08(063)  
ББК 26.3

**Оргкомитет конференции**

**ПРЕДСЕДАТЕЛЬ:**

**Щипцов В.В.** – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

**ЗАМЕСТИТЕЛИ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ:**

**Перчук А.Л.** – Геол. ф-т МГУ (г. Москва)

**Слабунов А.И.** – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

**УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ:**

**Степанова А.В.** – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

**ЧЛЕНЫ ОРГКОМИТЕТА:**

**Бибикова Е.В.** – ГЕОХИ РАН (г. Москва)

**Браун Майкл** – Университет Мариленд (г. Мариленд, США)

**Володичев О.И.** – ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

**Глебовицкий В.А.** – Геол. ф-т СПбГУ, ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург)

**Кориковский С. П.** – ИГЕМ РАН (г. Москва)

**Минц М. В.** – ГИН РАН (г. Москва)

**Митрофанов Ф.П.** – ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты)

**Скляров Е.В.** – ИЗК СО РАН (г. Иркутск)

**Шацкий В.С.** – ИГМ СО РАН (г. Новосибирск)

**Хёлтга Пенти** – Геологическая служба Финляндии (г. Эспоо)

*Конференция проводится при финансовой поддержке  
Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 11-05-06036г),  
Отделения Наук о Земле РАН*

ISBN 978-5-9274-0464-3

© Учреждение Российской академии наук Институт геологии КарНЦ РАН, 2011  
© Учреждение Российской академии наук Карельский научный центр РАН, 2011



**РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМ ПЕТРОЛОГИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД  
НА ПРОГРАММНОМ КОМПЛЕКСЕ «СЕЛЕКТОР»***Авченко О.В.<sup>1</sup>, Чудненко К.В.<sup>2</sup>, Александров И.А.<sup>1</sup>, Худоложкин В.О.<sup>1</sup>*<sup>1</sup> ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, Россия, sirenevka@mail.ru,<sup>2</sup> ИГХ СО РАН Иркутск, Россия**APPROACHING PROBLEMS IN METAMORPHIC ROCK PETROLOGY  
ON A «SELECTOR» SOFTWARE COMPLEX***Avchenko O.V.<sup>1</sup>, Chudnenko K.V.<sup>2</sup>, Alexandrov I.A.<sup>1</sup>, Khudolozhkin V.O.<sup>1</sup>*<sup>1</sup> Far East Geological Institute, DVO, RAS, Vladivostok, Russia, sirenevka@mail.ru,<sup>2</sup> A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

В настоящее время существует два подхода в постановке и решении задач расчета химических равновесий. Первый подход основан на формализме стехиометрических уравнений реакций и их константах равновесий – расчет по реакциям, второй – на привлечении математического аппарата выпуклого программирования – метод минимизации термодинамических потенциалов. Расчет по реакциям применялся химиками еще в до компьютерную эпоху, а с появлением компьютеров различные схемы реакций были формализованы с разработкой вычислительных алгоритмов и специальных компьютерных программ. Однако, в последние десятилетия метод минимизации все больше проникает в химическую термодинамику геохимических процессов. Такая экспансия не случайна. Несмотря на то, что казалось бы, на первый взгляд, в обоих подходах используются одни и те же термодинамические данные, результаты оказываются разными. Метод минимизации (или выпуклого программирования) обладает намного более мощными, чем метод реакций, возможностями детального, точного и экспликативного отображения в своих конструкциях структуры физико-химических моделей. Ниже рассматриваются несколько уже решенных задач в области петрологии метаморфических пород, которые свидетельствуют о больших возможностях развиваемого метода.

1. Прежде всего, нами показана принципиальная возможность физико-химического моделирования реальных минеральных ассоциаций в породах любого состава, с любым фазовым и компонентным составом. Установлено, что многопозиционные модели твердых растворов в сочетании с согласованными базами термодинамических данных по миналам, составляющим минеральные растворы, дают удовлетворительные решения при моделировании в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Полученное соответствие между реальными и вычисленными составами минеральных ассоциаций является верификацией метода моделирования и доказательством принципа локального равновесия, выдвинутого Д.С. Коржинским [1,2].

2. Предложен новый подход к оценке окислительного потенциала флюида и минеральных ассоциаций, позволяющий оценить потенциал кислорода практически в любых минеральных ассоциациях, независимо от присутствия в них магнетита, ильменита или графита. Установлено, что все парагенезисы метапелитовых пород охотского метаморфического комплекса, не содержащие магнетит, являются значительно восстановленными, а на диаграмме  $\log f_{O_2} - 10^4/T(K)$  они находятся ниже буфера кварц-фаялит-магнетит, вблизи буфера ССО [3].

3. Показано, что в модели минеральный парагенезис – водноуглекислый раствор электролита в условиях гранулитовой фации метаморфизма в раствор из пород поступают только кремний, натрий, калий и алюминий, которые присутствуют во флюиде в виде нейтральных комплексов –  $SiO_2$ ,  $KOH$ ,  $NaOH$ ,  $NaAlO_2$ , и ионов –  $HSiO_3^-$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$  и  $AlO_2^-$ . Соединения кальция, магния и железа в водноуглекислом флюиде практически отсутствуют. Кроме того, во флюиде содержатся значительные количества углекислоты, водорода и иногда метана. Результаты расчета модели водный раствор электролита – минеральный парагенезис свидетельствуют о высокой растворимости  $SiO_2$  в водноуглекислом флюиде. Поэтому процесс гранулитового метаморфизма может быть мощным геохимическим фактором перераспределения и переноса кремнезема из нижних горизонтов коры в верхние [3].

4. На примерах моделирования равновесий кальцит+волластонит+кварц и гранат+клинопироксен+кальцит+цоизит+плаггиоклаз+кварц, развитых в известково-силикатных породах юга Алдано-Станового щита и Ханкайского массива, устанавливается инертное поведение углекислоты метаморфогенного флюида. Указанные минеральные ассоциации поддерживают уровень парциального давления углекислоты на постоянном уровне с помощью «внутренних» буферных реакций, протекающих с изменением количественных соотношений минералов в парагенезисе. Это доказывает, что вычисляемая по этим фазовым равновесиям величина парциального давления углекислоты относится только к конкретному локальному слою



известково-силикатной породы, где наблюдается данный кальцитсодержащий парагенезис, но не к величине парциального давления углекислоты регионального («внешнего») метаморфогенного флюида [4].

5. С помощью метода «псевдосекций» в широкой области РТ продемонстрировано изменение составов минеральных ассоциаций в метабазах и метапелитах гранулитовой фации; оценен предел устойчивости плагиоклаза в этих породах по давлению величиной в 11-12 кбар. Показано влияние вариаций отношения флюид/порода и состава флюида при постоянстве РТ условий на изменение фазового состава минеральных ассоциаций. Установлена резко различная реакция обогащенных и обедненных трехвалентным железом пород на инфильтрацию в них метаморфогенного восстановленного флюида. Это выражается в том, что первые породы поддерживают свой «внутренний» окислительный потенциал на определенном уровне с помощью буферных реакций, тогда как вторые быстро теряют буферную способность и приобретают окислительный потенциал втекающего «внешнего» флюида. Это позволяет оценить величину  $\log fO_2$  «внешнего» метаморфогенного флюида – не выше минус 17 (при  $T = 700^\circ C$ ,  $P = 6.8$  кбар) [5].

6. Моделирование на конкретных образцах горных пород дает основание полагать, что реальные метаморфические минеральные ассоциации в условиях гранулитовой фации могут быть образованы при небольшом весовом отношении флюид/порода – не более 0.01 - 0.06 [5].

#### Литература – References

1. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука. 2009. 229 с.
2. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Гео. 2010. 288 с.
3. Авченко О.В., Чудненко К.В., Худоложкин В.О., Александров И.А. Окислительный потенциал и состав метаморфогенного флюида как решение обратной задачи выпуклого программирования// Геохимия. 2007. №5. С. 547-558.
4. Авченко О.В. О буферировании потенциала  $CO_2$  минеральными ассоциациями. // Доклады РАН. 2009. Т. 424. № 1. С. 80-83.
5. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А., Худоложкин В.О. Адаптация программного комплекса «Селектор-С» к решению проблем петрогенезиса метаморфических пород// Геохимия. 2011. № 2. С.149-164.

### ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИЯ В НЕРАВНОВЕСНЫХ СИСТЕМАХ: МЕТАСОМАТИТЫ И КОРОНИТЫ

*Азимов П.Я.*

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, pavel.azimov@mail.ru

### GEOETHERMOBAROMETRY IN DISEQUILIBRIUM SYSTEMS: METASOMATITES AND CORONITES

*Azimov P.*

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg, Russia, pavel.azimov@mail.ru

Геотермобарометрия – метод определения термодинамических параметров петрогенезиса ( $T$ ,  $P$ , активности), основанный на равновесном распределении компонентов между сосуществующими минералами. Соответственно, использование термобарометрии предполагает наличие равновесия в породе. Поскольку многие метасоматиты обладают признаками, указывающими на существенную неравновесность при их образовании, возникает вопрос о применимости термобарометрии для таких пород. В метасоматической системе кристаллизация минералов происходит из водного флюида. Неравновесность в метасоматитах определяется различием составов порового флюида, равновесного с породой, и метасоматизирующего флюида, просачивающегося через породу (в случае инфильтрационного метасоматоза). Поскольку метасоматизирующий флюид сильно пересыщен или недосыщен какими-либо компонентами, это приводит к растворению одних и росту других минералов. Степень неравновесности между флюидом и породой при метасоматозе может быть значительной, существенно превышающей неравновесность даже при большом изменении РТ условий [1]. Существование такой неравновесности подтверждается особенностями морфологии и анатомии кристаллов метасоматических минералов.





Флюид в метасоматитах является средой транспорта и кристаллизации, так что распределение компонентов в минералах определяется распределением компонента между водным раствором (флюидом) и растущим кристаллом на фронте его роста. Можно рассмотреть зависимость коэффициента распределения “минерал–флюид” от кинетических параметров: пересыщения флюида (сродства реакции), скорости поверхностной реакции и соотношения коэффициентов диффузии. Термодинамический анализ системы “водный раствор – твёрдый раствор” [5] показывает, что пересыщение не влияет на коэффициент распределения между флюидом и кристаллом. Кинетика кристаллизации может влиять на распределение компонентов при высоких скоростях роста за счёт необратимого захвата примеси [5], но такое влияние значимо лишь при больших значениях кинетического коэффициента, характерных для водорастворимых соединений, но не для силикатов, и при существенной разнице значений кинетических коэффициентов чистых компонентов. Величины коэффициентов диффузии ионов порообразующих компонентов в надкритических водных флюидах близки [4], так что соотношения их близки к единице, и диффузионное фракционирование не может быть значимым. Таким образом, при совместной кристаллизации минералов даже из пересыщенного водного флюида в условиях интенсивного замещения породы (сопровождающегося полной перекристаллизацией минералов) распределение компонентов между *новообразованными* минералами вполне может быть равновесным.

Сказанное подтверждается опытом изучения распределения компонентов между минералами метасоматических пород, образовавшихся при региональном метаморфизме. Получаемые методом мультиравновесной термобарометрии (TWQ) данные согласуются между собой и с данными по вмещающим породам.

Другой случай неравновесий в метаморфических породах – реакционные структуры, в частности, корониты. Подобные структуры обычны для гранулитов различных комплексов, поэтому вопрос о возможности их использования для термобарометрии вызывает большой интерес. Как правило, в составе короны есть и реагенты, и продукты реакции, нередко – промежуточных стадий реакции, то есть фазы заведомо неравновесные. Однако нередко можно наблюдать равновесные соотношения компонентов между ранними и поздними минералами [2,3]. Такое поведение может определяться механизмом реакций в условиях существенной неравновесности между старым и новым парагенезисами и ограниченного массопереноса. В этом случае может происходить “стехиометрическое растворение” реагентов – твёрдых растворов и кристаллизация новых фаз, соотношение компонентов в которых определяется составом растворяющейся фазы. В этом случае оказываются возможными расчёты Р-Т условий образования корон с одновременным использованием составов ранних и новообразованных фаз. Необходим дальнейший термодинамический и кинетический анализ образования корон и распределения компонентов между фазами.

*Работа поддержана грантами РФФИ 10-05-00855-а и 09-05-12053-офи\_м и грантом НШ В.А. Глебовицкого.*

The geothermobarometry is the technique for determination of the thermodynamic parameters (T, P, activities) of the petrogenesis. This technique is based on the component equilibrium distribution between coexisting minerals. Correspondingly, use of the thermobarometry supposes equilibrium state between minerals of the rock studied. Metasomatites often display evidences for the high disequilibrium degree at their formation, therefore the applicability of thermobarometry for metasomatites is in question. The metasomatic minerals crystallize from aqueous fluid. Disequilibrium degree in metasomatites is determined with the difference of the compositions between the porous fluid in equilibrium with the parent rock and metasomatic fluid, percolated through this rock (at infiltrational metasomatism). Since metasomatic fluid is highly supersaturated or undersaturated with various components, this leads to the dissolution of some minerals and growth of another. The disequilibrium degree between fluid and rock at metasomatism can appreciably more than the disequilibrium degree at strong change of the PT conditions [1]. Availability of such disequilibrium is confirmed by features of the crystal morphology and anatomy of metasomatic minerals.

The aqueous fluid at the metasomatism is medium for the mass transfer and mineral crystallization. So component distribution between new-formed minerals is controlled by the distribution of the components between the parent aqueous solution (fluid) and growing crystal at the crystallization front. We can consider the dependence of the mineral/fluid distribution coefficient on the kinetic parameters: fluid supersaturation (reaction affinity), rate of the surface reaction and ratio of the component diffusivities. The thermodynamic analysis of the “aqueous solution – solid solution” system [5] demonstrates that the supersaturation has no influence on the fluid/crystal distribution coefficient. At the same time the crystallization kinetics can influence on the component distribution at high growth rate due to the irreversible admixture capture [5]. However this influence can be important only at high kinetic coefficient which typical for water-soluble compounds not for silicates and at significant difference between values of the kinetic coefficients for the pure

components. Since the diffusivities of ions for rock-forming elements in the supercritical aqueous fluids are almost identical [4] the diffusional fractionation of components is slight. Therefore the component distribution between *new-formed* cocrystallized minerals at intensive rock replacement (with full mineral recrystallization) can be truly equilibrium if even those minerals originated from the strongly supersaturated aqueous fluid.

This conclusion is corroborated by the component distribution between minerals in metasomatic rocks formed during regional metamorphism. The data obtained with the multiequilibrium thermobarometry technique (TWQ) are in agreement with each other and with data from the country rocks.

Another case with disequilibrium in metasomatic rocks is presented by rocks with the reaction textures including coronites. Such textures are usual for granulites from numerous complexes. Therefore question on their use for thermobarometry is very interesting. As a rule coronas are composed of both the reagents and reaction products, frequently also phases formed at intermediate reaction stages. Thereby those phases are evidently in disequilibrium. However we can often see the equilibrium component relations between early and late minerals [2,3]. Such behavior can be specified by the reaction mechanism at high disequilibrium between old and new assemblages and the strongly restricted mass transfer. In this case the “stoichiometric dissolution” of reagents – solid solutions is possible. Then at crystallization of the new phases the component relation can depend on the composition of the dissolving phase. Therefore the calculations of PT conditions at corona formations are possible with using compositions of the early- and new-formed phases. We need in further thermodynamic and kinetic analysis of corona formation and coefficient distribution between phases in coronas.

*The work is supported with RFBR grants No. 10-05-00855-a, 09-05-12053-офн\_м and grant of V.A. Glebovitsky's Scientific School.*

#### Литература-References

1. Азимов П.Я., Бушмин С.А. Растворимость минералов метаморфических и метасоматических пород в гидротермальных растворах разной кислотности: Термодинамическое моделирование при 400-800°C и 1-5 кбар // Геохимия. 2007. № 12. С. 1305-1330.
2. Азимов П.Я., Бушмин С.А. РТ - история высокотемпературного/высокобарного (НТ/НТ) гранулитового метаморфизма, сопряженного с надвигообразованием в зоне сочленения Порьегубского и Умбинского блоков Лапландского гранулитового пояса (северо-восток Балтийского щита) // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 3. С. 367-371.
3. Глебовицкий В.А., Алексеев Н.Л., Доливо-Добровольский Д.В. Реакционные структуры и РТ режимы охлаждения глубинных образований Кандалакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны, Кольский полуостров // Зап. РМО. 1997. Т. 126. № 2. С. 1-22.
4. Oelkers E.H., Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Aqueous tracer diffusion coefficients of ions to 1000°C and 5KB // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. No. 1. P. 63-85.
5. Shtukenberg A.G., Punin Yu.O., Azimov P. Crystallization kinetics in binary solid solution–aqueous solution systems // Amer. J. Sci. 2006. V. 306. No. 8. P. 553-574.

### ГЕОХИМИЯ УНТ-ГРАНУЛИТОВ СИВАКАНО-ТОКСКОГО БЛОКА И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПРОТОЛИТОВ ПОРОД

*Александров И.А., Лаврик С.Н., Авченко О.В.*

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, Россия, alexandrov@fegi.ru

### GEOCHEMISTRY OF UHT-GRANULITES OF THE SIVAKANO-TOKSKII BLOCK AND PROTHOLITH PETROGENESIS

*Alexandrov I.A., Lavrik C.N., Avchenko O.V.*

Far East Geological Institute of the FEB RAS, Vladivostok, Russia, alexandrov@fegi.ru

Сивакано-Токский гранулитовый блок входит в состав докембрийского фундамента Джуджуро-Становой складчатой области (ДССО), которая представляет собой юго-восточную часть Алдано-Станового щита. Важной особенностью строения фундамента ДССО является его складчато-глыбовая мозаичная структура – гранулитовые блоки разного размера обнажаются среди доминирующих террейнов (зон и блоков), сложенных метаморфическими породами амфиболитовой фации (первоначально выделенных в единый становой

комплекс). Блоки гранулитов кроме самой ДССО (Ларбинский, Дамбукинский, Сивакано-Токский и др. блоки) присутствуют также в зоне ее сочленения с Алданской гранулитогнейсовой областью – Пристановом поясе (Курултинский, Зверевский, Сутамский и др.).

Проблема происхождения гранулитовых блоков в пределах ДССО и их взаимоотношений с окружающими породами амфиболитовой фации до сих пор остается остро дискуссионной. Границы между структурами этих резко разнофациальных метаморфитов всегда имеют тектоническую природу. Гранулитовые блоки отделены от окружающих пород широкими зонами гранитизации, диафторитов и бластомилонитов и характеризуются отсутствием переходных зон до условий амфиболитовой фации.

Породы фундамента ДССО испытывали многократные акты метаморфизма. По цирконам из гранулитов ДССО и Пристанового пояса восстановлены даты нескольких событий метаморфизма в диапазоне 2.8–1.9 млрд. лет [3]. Параметры пика гранулитового метаморфизма отличаются для разных блоков. Самые низкие *PT*-условия зафиксированы в пределах Дамбукинского блока – около 650 °C и 7 кбар, а наиболее высокоградному метаморфизму подверглись породы Сивакано-Токского блока – 900–960 °C и 9–10.2 кбар [1]. Возраст протолита пород для Дамбукинского блока определен в 2.8 млрд. лет, а для Сутамского – 3.1 млрд. лет.

Сивакано-Токский гранулитовый блок расположен в нижних течениях рек Ток и Сивакан в центральной части ДССО, имеет размеры 50 x 15 км и сложен породами токской серии зверевско-чогарского комплекса. Л.П. Карсаков [4] в метаморфических породах Сивакано-Токского блока обнаружил реперный парагенезис сапфирина с кварцем. Так же в гранулитах присутствует ассоциация гранат-ортопироксен-силлиманит с высоким содержанием глинозема (до 12 %  $Al_2O_3$ ) в ортопироксене, и значительным количеством (более 60 мол. %) пироба в гранате [4]. Эти признаки являются индикаторами метаморфизма сверхвысоких температур (УНТ, *ultrahigh-temperature*), который определяется сочетанием высоких температур – более 900 °C и умеренных давлений – 7–13 кбар.

В настоящее время отсутствуют датировки, как проявлений метаморфизма, так и образований протолита пород Сивакано-Токского блока. Геохимия этих гранулитов также практически не исследована. Нами были изучены породы, отобранные во время сплава по реке Ток. Эти породы представляют собой в различной степени диафторированные гранулиты – от полностью амфиболитизированных пород до практически неизмененных пироксеновых кристаллических сланцев. Диафторез гранулитов проходил в условиях эпидот-амфиболитовой фации и, видимо, проявлен главным образом в породах близких к многочисленным разломам, служившим подводящими каналами для флюидов. Для исследования отбирались меланократовые разности пород предпочтительно основного состава (см. таблицу). Практически все проанализированные образцы (кроме Т09-32а) по химическому составу отвечают высокожелезистым толеитовым базальтам (таблица).

**Таблица.** Химический состав гранулитов Сивакано-Токского блока.

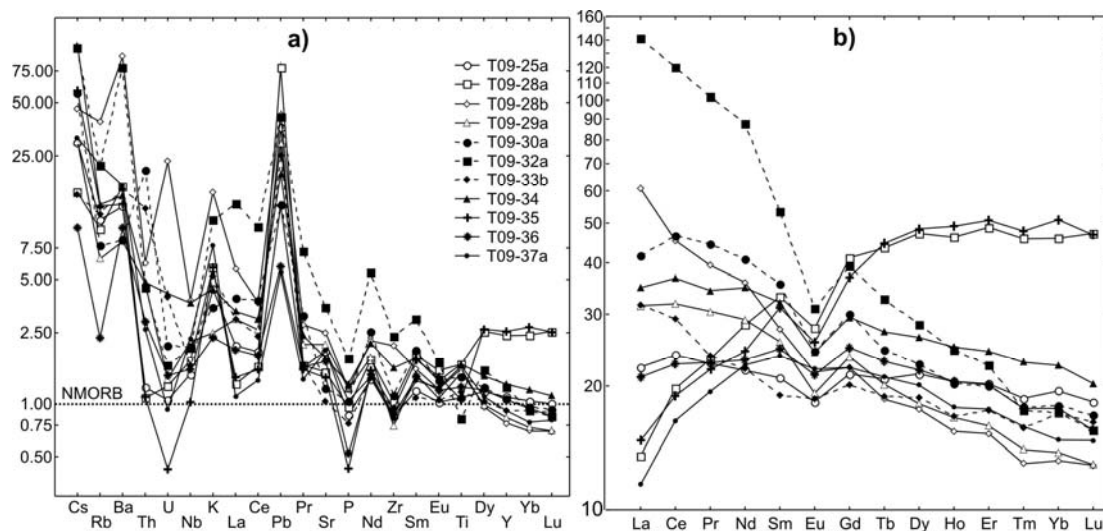
sample	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	L.O.I.	Sum	fig. 2*
T09-25a	47.43	1.36	13.41	9.91	7.09	0.42	5.40	12.03	2.09	0.32	0.10	0.65	100.21	MORB
T09-28a	43.65	2.10	13.02	11.47	8.57	0.28	7.63	9.43	2.23	0.42	0.11	0.92	99.83	MORB
T09-28b	52.66	1.98	12.85	6.49	10.00	0.22	4.81	5.78	2.76	1.12	0.14	1.05	99.86	MORB
T09-29a	45.31	1.88	13.18	8.45	8.22	0.27	8.54	10.83	1.52	0.18	0.14	1.25	99.77	MORB
T09-30a	46.84	1.79	12.69	3.38	13.31	0.28	7.39	11.80	1.72	0.25	0.12	0.38	99.95	IAB
T09-32a	55.82	1.03	15.74	2.33	7.43	0.21	5.12	6.88	3.81	0.78	0.21	0.77	100.13	CRB+OIB
T09-33b	48.64	1.47	13.27	8.97	6.01	0.25	7.41	10.71	1.89	0.38	0.09	1.39	100.48	IAB
T09-34	48.71	2.11	12.69	5.79	10.14	0.24	5.57	10.31	2.95	0.32	0.15	1.30	100.28	MORB
T09-35	45.32	1.32	12.54	7.96	11.56	0.41	7.25	10.36	1.62	0.42	0.05	1.31	100.12	MORB
T09-36	49.01	1.56	13.27	10.82	6.00	0.28	5.53	10.44	2.63	0.17	0.06	0.41	100.18	MORB
T09-37a	45.56	2.05	12.91	7.08	11.06	0.28	8.02	11.60	0.52	0.56	0.12	0.33	100.09	MORB

Примечание: \* Поле, занимаемое образцом на рис. 2.

В лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН был выполнен анализ микроэлементов методом ICP-MS. На рис. 1 приведены мультиэлементные диаграммы для исследованных пород. Как видно из диаграмм, гранулиты характеризуются большим разнообразием спектров распределения РЗЭ и других микроэлементов. На диаграмме РЗЭ (рис. 1b) все породы демонстрируют четко выраженный Eu минимум. Образцы Т09-28а и Т09-35 имеют очень сходный спектр распределения РЗЭ и обеднены легкими РЗЭ ( $(La/Yb)_{cn} \sim 0.29$ ), следовательно, образовались из обедненного легкими РЗЭ магматического источника, что характерно для MORB. Однако по абсолютным значениям содержание РЗЭ в этих породах превосходят значения NMORB от 1.28 раза для La до 2.69 раза для Yb (рис. 1a). Единственный образец известково-щелочного базальтоида



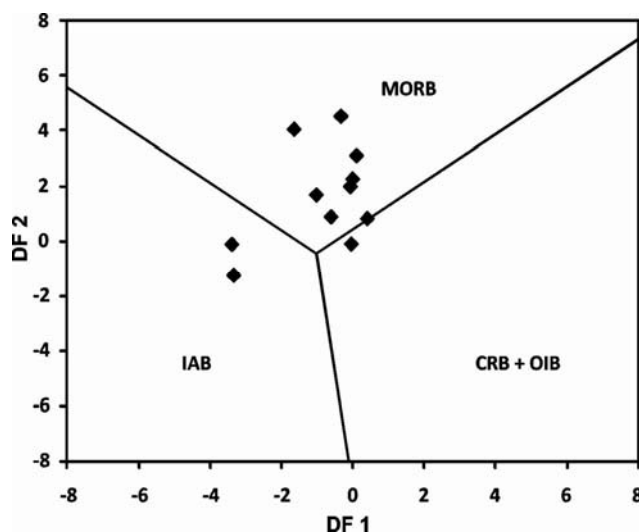
(T09-32a) характеризуется наибольшим фракционированием РЗЭ с резким наклоном кривой слева направо (рис. 1b). Остальные образцы характеризуются похожими спектрами распределения и абсолютными содержаниями тяжелых РЗЭ при различном поведении легких РЗЭ (рис. 1b).



**Рис. 1.** Мультиэлементные диаграммы для гранулитов Сивакано-Токского блока.

а) микроэлементы, нормированные к NMORB; б) редкоземельные элементы, нормированные к хондриту.

На рис. 2 изученные образцы нанесены на классификационную диаграмму для магматических пород [5]. Использование в диаграмме только относительно инертных элементов (La, Sm, Yb, Nb, Th) позволяет применять ее для дискриминации измененных и метаморфизованных пород. Согласно данным авторов [5] эта диаграмма обладает наиболее высоким разрешением при разделении вулканитов границ плит (MORB, IAB) и внутриплитных базальтоидов (OIB, CRB). Как видно из рис. 2 и таблицы, большинство образцов попадают в поле MORB (показаны на рис. 1 сплошной линией). Также различается линейный тренд из поля MORB субперпендикулярно границе с полем CRB+OIB, что может свидетельствовать в пользу смещения соответствующих источников. Образцы T09-30a, T09-32a и T09-33b, расположенные на диаграмме рис. 2 за пределами поля MORB (таблица), характеризуются наличием Nb-минимума.



**Рис. 2.** Гранулиты Сивакано-Токского блока на классификационной диаграмме для измененных магматических пород [5].

MORB – базальты срединно-океанических хребтов; IAB – островодужные базальты; CRB – внутриконтинентальные базальты; OIB – базальты океанических островов; DF1 и DF2 – дискриминантные функции, построенные по логарифмам соотношений La/Th, Sm/Th, Yb/Th и Nb/Th (см. [5]).

Таким образом, изученные гранулиты Сивакано-Токского блока отличаются большим разнообразием содержаний микроэлементов и их протолиты, видимо, происходят от нескольких магматических источников. Большинство пород по своим характеристикам сходны с современными базальтами срединно-океанических



хребтов, с участием разной доли обогащенного ОИВ-компонента. Однако два образца имеют геохимические признаки, свойственные фанерозойским базальтам островных дуг. Ранее, при изучении условий метаморфизма и петрогенезиса протолитов пород станового комплекса [2], был сделан вывод, что ДССО является докембрийским аккреционным орогенным поясом, состоящим из террейнов различного происхождения. На ранних периодах своего развития некоторые из этих террейнов могли иметь самостоятельную историю и отстоять друг от друга на значительные расстояния. Сивакано-Токский гранулитовый блок является одним из этих террейнов, и, в свою очередь, сложен метавулканитами различного генезиса. Следовательно, слагающие данный блок породы также могут иметь разную дометаморфическую историю.

*Работа выполнена при поддержке интеграционного гранта ДВО РАН, СО РАН и УрО РАН № 09-И-СУ-08-003 и гранта ДВО РАН № 11-III-B-08-175.*

#### Литература-References

1. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
2. Александров И.А. Метаморфические породы амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (условия образования и состав протолитов). Владивосток: Дальнаука, 2010. 212 с.
3. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. №4. С. 3-15.
4. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты (на примере Чогарского комплекса Становой складчатой системы Восточной Сибири). М.: Наука, 1978. 151 с.
5. Agrawal S., Guevara M., Verma S. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements // International Geology Review, 2008. Vol. 50. P. 1057–1079.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОАРХЕЙСКИХ ЭНДЕРБИТОВ ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОЙ СТРУКТУРЫ УЩ (ВАСИЛЬКОВСКИЙ УЧАСТОК)

*Артеменко Г.В., Самборская И.А., Демедюк В.В.*

ИГМР им. Н.П. Семеновка НАН Украины, Киев, Украина, regul@igmof.gov.ua

### GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF PALAEOARCHAEOAN ENDERBITES FROM THE OREKHOVO-PAVLOGRAD STRUCTURE, UKRAINIAN SHIELD, VASILKOVSKY SECTOR

*Artemenko G.V., Samborskaya I.A., Demedyuk V.V.*

Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, NAS, Ukraine, Kiev, Ukraine, regul@igmof.gov.ua

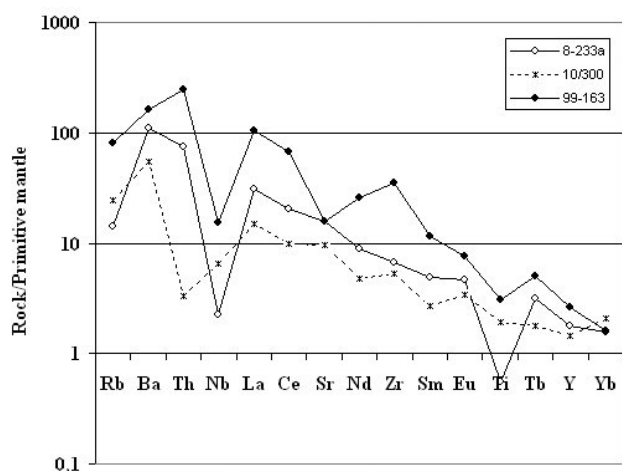
Орехово-Павлоградская структура, длиной около 150 км и шириной 10-15 км представляет собой синклиниорий, приуроченный к древнему глубинному разлому, который заложился в архее. Формирование грабеннообразной структуры в современных границах произошло, вероятно, в нижнем протерозое [4]. Синклиниорий сложен прерывающейся серией сжатых складок длиной 8-10 км, представляющих собой будинаж-структуры, разорванные по простиранию. Складки сложены метаморфическими породами новопавловской и волчанской толщ, а также плагитогранитоидами новопавловского комплекса. Характерной особенностью этой структуры является моноклиальное залегание с восточным падением слагающих ее пород. В северной части Орехово-Павлоградской структуры, древнейшие породы новопавловской толщи образуют среди мигматитов линейно вытянутые полосы шириной от 100 до 1500 м и протяженностью до 10-14 км, приурочены к узким вытянутым антиклинальным складкам второго и третьего порядков, а также залегают в ядре Волчанской антиклинали первого порядка [2]. Они вскрыты буровыми скважинами Васильковского профиля, а также выходят на дневную поверхность в карьере и единичных обнажениях в районе урочища Белая Скала.

Наиболее сохранившиеся древнейшие породы вскрыты в крайнем северном забое карьера Васильковского РДПУ [1, 2]. В стенках карьера и во взорванной массе мигматитов встречены тектонические линзы относительно слабоизмененных тоналитов и эндербитов. Изучить их взаимоотношения в обнажениях не представляется возможным из-за фрагментарности их выходов. В то же время, вопрос о генетических соотношениях палеоархейских тоналитов и эндербитов (биотит-пироксеновых ортогнейсов), пользующихся значительным распространением, имеет весьма важное значение для реконструкции по-

следовательности тектоно-метаморфических процессов, в результате которых сформировались породы новопавловской толщи.

Проба тоналита 99-163 была отобрана из линзообразного тела размером 30 x 70 см среди мигматитов. По тектоническим плоскостям, ориентированным согласно сланцеватости в тоналите, наблюдаются тонкие прожилки (2-3 мм) лейкократовых гранитов. Эндербиты (обр. 8/233а) отобраны из глыбы, находившейся во взорванной массе породы в этом же забое.

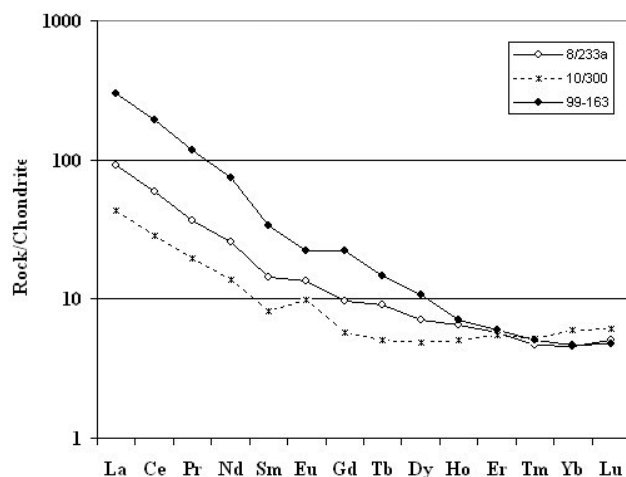
Эндербит (обр. 8/233а) имеет массивную текстуру. Это средне- и крупнозернистая порода. Минеральный состав (%): кварц – 5-20, плагиоклаз (некоторые кристаллы содержат микропертитовые вроски калиевого полевого шпата) – до 70, ромбический пироксен – 0-10, биотит – 2-10, циркон и апатит – единичные зерна [3]. По химическому составу порода относится к нормальному петрохимическому ряду кислых пород натриевой серии (таблица). Суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в эндербите составляет 82,87 ppm. На мультиэлементной диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti (рис. 1). Распределение РЗЭ сильно дифференцированное –  $(La/Yb)_N = 19,77$ ;  $(La/Sm)_N = 6,31$ ;  $(Yb/Gd)_N = 0,47$  при  $Yb_N = 4,6$ . Выделяется положительная аномалия европия –  $Eu/Eu^* = 1,14$  (рис. 2).



**Рис. 1.** Нормализованная к примитивной мантии мультиэлементная диаграмма для эндербитов и тоналитов.

Нормирование на примитивную мантию по Sun & McDonough, 1989.

**Fig. 1.** Multielement primitive mantle normalized diagram for enderbites and tonalites. Primitive mantle normalization values are from Sun and McDonough (1989).



**Рис. 2.** Нормированный на хондрит график распределения РЗЭ в эндербитах и тоналитах. Нормирование на хондрит по Sun & McDonough, 1989.

**Fig. 2.** Chondrite normalized REE diagram for enderbites and tonalites. Chondrite normalization values are from Sun and McDonough (1989).

Эндербиты Васильковского карьера по геохимическим характеристикам существенно отличаются от палеоархейских эндербитов Одесского карьера Побужья (таблица, обр. 10/300). В эндербитах Одесского карьера значительно ниже содержание РЗЭ ( $\Sigma_{РЗЭ} = 42,85$  ppm), отсутствуют отрицательные аномалии Nb и Ti (рис. 1) и существенно выше содержание V, Cr, Co, Ni и Cu.

Тоналит (обр. 99-163), согласно [1, 5], имеет возраст – 3,5 млрд лет. Это среднезернистая порода с массивной текстурой. Минеральный состав (%): биотит – 4-6; кварц – 12-15; плагиоклаз – 79; гиперстен, микроклин, гранат, цир-



кон, апатит и рудный минерал – в единичных зернах. По химическому составу исследуемая порода относится к нормальному петрохимическому ряду кислых пород калиево-натриевой серии (таблица).

Chemical composition of enderbites and tonalites

Major, wt %	1/ 8-233a	2/ 99-163	3/ 10-300	Trace, REE, ppm	1/ 8-233a	2/ 99-163	3/ 10-300
SiO <sub>2</sub>	64.91	66.76	66.47	Rh	< DI	-	< DI
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.66	0.42	Pd	< DI	-	< DI
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.87	14.85	14.88	Ag	0.07	-	0.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.72	0.13	Cd	< DI	-	< DI
FeO	4.45	2.80	5.47	Sn*	1.10	-	1.10
MnO	0.03	0.05	0.12	Sb	0.32	-	0.16
MgO	1.87	1.36	2.20	Te	< DI	-	< DI
CaO	4.25	4.95	3.88	Cs	0.21	-	0.05
Na <sub>2</sub> O	5.78	4.70	3.80	Ba	763.00	1140.00	382.00
K <sub>2</sub> O	1.08	1.90	1.40	La	21.50	71.50	10.30
S	0.02	Сл.	<0.02	Ce	36.30	119.00	17.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.18	0.11	Pr	3.50	11.20	1.90
H <sub>2</sub> O-	0.11	0.01	0.09	Nd	12.10	35.00	6.40
LOI	0.90	0.76	0.63	Sm	2.20	5.10	1.20
Total	99.74	99.70	99.60	Eu	0.78	1.28	0.57
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	5.40	2.50	2.71	Gd	2.00	4.60	1.20
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6.86	6.60	5.20	Tb	0.34	0.55	0.19
Fe #	70.87	72.13	71.79	Dy	1.80	2.70	1.20
al'	2.47	3.04	1.91	Ho	0.37	0.40	0.28
-	-	-	-	Er	0.95	1.00	0.90
Trace, REE, ppm				Tm	0.12	0.13	0.13
Li	17.30	-	10.70	Yb	0.78	0.80	1.02
Be	1.80	0.65	1.30	Lu	0.13	0.12	0.16
Sc	4.90	-	9.10	Hf	2.20	9.00	1.76
V	16.70	50.00	65.50	Ta	0.19	0.27	0.21
Cr	12.50	42.00	57.10	W	0.20	0.06	0.25
Co	8.20	9.00	13.90	Re	< DI	-	< DI
Ni	12.90	8.00	37.60	Ir	< DI	-	< DI
Cu	14.00	-	51.20	Pt	< DI	-	< DI
Zn	72.70	44.00	71.00	Au	< DI	-	< DI
Ga	16.80	20.00	21.50	Pb	11.80	9.00	10.50
As	0.82	-	1.00	Th	6.30	21.00	0.28
Se	< ПО	-	< 1.00	U	1.20	1.10	2.30
Rb	9.00	51.00	15.50	Σ <sub>REE</sub>	82.87	253.38	42.85
Sr	335.00	330.00	205.00	(La/Yb) <sub>N</sub>	19.77	64.49	7.24
Y	8.10	12.00	6.60	(La/Sm) <sub>N</sub>	6.31	9.05	7.84
Zr	75.70	397.00	59.00	(Yb/Gd) <sub>N</sub>	0.47	0.21	1.03
Nb	1.60	11.00	4.60	Eu/Eu*	1.14	0.81	1.45
Mo	0.38	-	0.60	-	-	-	-

Note. Vasilkovka quarry: 1 - enderbite (sample 8-233A), 2 - tonalite (sample 99-163); Odessa quarry: 3 - enderbite (sample 10/300). DI - detection limit, Fe# - the iron content ratio, al' - coefficient of alumina rocks.

На мультиэлементной диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti (таблица, рис. 1). Распределение РЗЭ в тоналите сильно дифференцированное –  $(La/Yb)_N = 64,49$ ;  $(La/Sm)_N = 9,05$ ;  $(Yb/Gd)_N = 0,21$ , при  $Yb_N = 4,7$ ; суммарное содержание РЗЭ – 253,38 ppm (таблица, рис. 2). Характерна отрицательная аномалия европия –  $Eu/Eu^* = 0,81$ .

При сравнении химического состава эндробита и тоналита Васильковского участка установлено, что для тоналита характерны более высокие содержания SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Ba, Rb, Th, легких РЗЭ, Nb, V и Cr и меньшие – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO (таблица). В них выделяется отрицательная аномалия европия –  $Eu/Eu^* = 0,81$ , которая, вероятно, является результатом их взаимодействия с калиевыми гранитами (гранитизации), с которыми связан также привнос легких РЗЭ. В эндробитах и тоналитах наблюдаются низкие содержания тяжелых РЗЭ ( $Yb_N = 4,6-4,7$ ), что указывает на возможное присутствие граната в рестите их магматического источника.

**Выводы.** По геохимическим характеристикам эндробиты Васильковского участка Орехово-Павлоградской структуры существенно отличаются от палеоархейских эндробитов Одесского карьера Днестровско-Буг-

ского мегаблока, что указывает на выплавление этих пород из разных по составу субстратов и, вероятно, разные геодинамические условия образования. Наблюдаемые останцы тоналитов в Васильковском карьере сформировались в результате гранитизации и регрессивного метаморфизма эндебитов.

The Orekhovo-Pavlograd structure, about 150 km in length and 10-15 km in width, is a synclinorium confined to an old deep fault which formed in Archaean time. A graben-like structure was probably formed within its present boundaries in Lower Proterozoic time [4]. The synclinorium consists of a discontinuous 8-10 km long series of compressed folds identified as boudinage-structures broken along strike. The folds are formed of metamorphic rocks of the Novopavlovskaya and Volchanskaya units and plagiogranitoids of the Novopavlovsk complex. A characteristic feature of the structure is its monoclinial mode of occurrence. Its rocks dip eastwards. In the northern Orekhovo-Pavlograd structure, the oldest rocks of the Novopavlovskaya unit build up linearly elongated bands, 100 to 1500 m wide and up to 10-14 km long, among migmatites; they are confined to narrow, elongate anticlinal second- and third-order folds and also occur in the core of the Volchanskaya first-order anticline [2]. They were intersected by boreholes in the Vasilkovsky profile and are exposed in an open-pit mine and in scarce outcrops in the Belaya Skala area.

The best-preserved oldest rocks were stripped in the far northern working face of an open-pit mine run by the Vasilkovsky RDRSU [1, 2]. Tectonic lenses of slightly altered tonalities and enderbites were encountered in the pit walls and in a pile of blasted migmatites. Their relationships in the outcrops are impossible to assess because the outcrops are fragmental. At the same time, a genetic relationship between widespread Palaeoarchaeon tonalities and enderbites (biotite-pyroxene orthogneisses) is essential for the reconstruction of the order of tectonic-metamorphic processes that have produced Novopavlovskaya rocks.

Tonalite sample 99-163 was collected from a lens-shaped body, 30 x 70 cm in size, which occurs among migmatites. Thin (2-3 mm) veinlets of leucocratic granites are observed on tectonic planes oriented concordantly with schistosity in tonalite. Enderbites (sample 8/233a) were collected from a block found in a pile of blasted rocks in the same working face.

*Enderbite* (sample 8/233a) has a massive texture. It is a medium- to coarse-grained rock. It consists of the following minerals (%): 5-20 % quartz, up to 70 % plagioclase (some of the crystals contain micropertitic ingrowths of K-feldspar), 0-10 % rhombic pyroxene, 2-10 % biotite and scarce zircon and apatite grains [3]. Chemically, the rock is in a normal petrochemical series of sodium-series felsic rocks (Table). The total REE content of enderbite is 82.87 ppm. Negative Nb, Sr and Ti anomalies are shown on a multi-element diagram (Fig. 1). The REE distribution pattern is highly differentiated:  $(La/Yb)_N = 19.77$ ;  $(La/Sm)_N = 6.31$ ;  $(Yb/Gd)_N = 0.47$  at  $Yb_N = 4.6$ . A positive Eu anomaly is distinguished:  $Eu/Eu^* = 1.14$  (Fig. 2).

Enderbites from Vasilkovsky open-pit differ substantially in geochemical characteristics from Palaeoarchaeon enderbites Odessky open-pit in Pobuzhye (Table, sample 10/300). Enderbites from Odessky open-pit contain much smaller REE concentrations ( $\Sigma_{REE} = 42.85$  ppm), have no negative Nb and Ti anomalies (Fig. 1) and are much richer in V, Cr, Co, Ni and Cu.

*Tonalite* (sample 99-163), according to [1, 5], has an age of 3.5 Ga. It is a medium-grained massive-textured rock. It consists of the following minerals (%): 4-6 % biotite; 12-15 % quartz; 79 % plagioclase; hypersthene, microcline, garnet, zircon, apatite and ore mineral are present as scarce grains. Chemically, the rock analyzed belongs to a normal petrochemical series of potassium-sodium-series felsic rocks (Table). Negative Nb, Sr and Ti anomalies are distinguished on the multi-element diagram (Table, Fig. 1). The REE distribution in tonalite is highly differentiated:  $(La/Yb)_N = 64.49$ ;  $(La/Sm)_N = 9.05$ ;  $(Yb/Gd)_N = 0.21$ , at  $Yb_N = 4.7$ ; total REE content is 253.38 ppm (Table, Fig. 2). A negative Eu anomaly is characteristic:  $Eu/Eu^* = 0.81$ .

Comparison of the chemical compositions of enderbite and tonalite from Vasilkovsky sector has shown that tonalite has higher  $SiO_2$ ,  $K_2O$ , Ba, Rb, Th, LREE, Nb, V and Cr concentrations and smaller  $Al_2O_3$  and MgO concentrations (Table). They exhibit a negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.81$ ), which seems to be the result of their interaction with K-granites (granitization), which are responsible for the addition of LREE. Enderbites and tonalities have low HREE concentrations ( $Yb_N = 4.6-4.7$ ), suggesting the presence of garnet in restite from their igneous source.

**Conclusions.** Enderbites from Vasilkovsky sector of the Orekhovo-Pavlograd structure differ substantially in geochemical characteristics from Palaeoarchaeon enderbites from Odessky open-pit of the Dnestr-Bug megablock, indicating that these rocks were melted out from substrates which differed in composition and probably geodynamic conditions of formation. The remnants of tonalities examined in Vasilkovsky open-pit were produced by granitization and regressive metamorphism of enderbites.



## Литература – References

1. Артеменко Г.В., Демедок В.В., Бартницкий Е.Н. и др. 3400 млн лет – минимальный возраст тоналитов Васильковско-го участка Орехово-Павлоградской зоны // Геол. журнал. 2002. № 2. С. 88–95.
2. Некряч А.И. Комплексное геолого-геофизическое изучение докембрийского складчатого пояса на примере Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита // Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов / В.Д. Вознесенский, Н.В. Горлов, А.В. Доливо-Добровольский и др. Л.: Недра. 1980. С. 159–168.
3. Самборская И.А. Минералого-петрографические особенности эндебитов Васильковского карьера (северная часть Орехово-Павлоградской структуры УЩ) // Геохімія та рудоутворення. 2010. № 28. С. 108–111.
4. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. К.: Наукова думка. 1972. 175 с.
5. Щербак Н.П., Бибикина Е.В., Лобач-Жученко С.Б. и др. Палеоархей восточной части Украинского щита // Минерал. журн. 2009. Т. 31. № 3. С. 3–10.

## ВРЕМЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА ЛЬЮИССКОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ ХАРРИС, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ШОТЛАНДИЯ

*Баба С.<sup>1</sup>, Данкли Д.<sup>2</sup>, Хокада Т.<sup>2</sup>, Сузуки К.<sup>3</sup>, Сираиси К.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Факультет природной среды, университет Рюкюс, Окинава, Япония, baba@edu.u-ryukyu.ac.jp

<sup>2</sup> Отдел изучения земной коры, Национальный Институт полярных исследований, Токио, 190-8518 Япония

<sup>3</sup> Центр хронологических исследований, Университет Нагоя, Япония

## TIMING OF HIGH-PRESSURE GRANULITE-FACIES METAMORPHISM OF THE LEWISIAN COMPLEX, SOUTH HARRIS, NW SCOTLAND

*Baba S.<sup>1</sup>, Dunkley D.<sup>2</sup>, Hokada T.<sup>2</sup>, Suzuki K.<sup>3</sup>, and Shiraishi K.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Department of Natural Environment, University of Ryukyus, Okinawa, Japan, baba@edu.u-ryukyu.ac.jp

<sup>2</sup> Department of Crustal Studies, National Institute of Polar Research, Tokyo, Japan

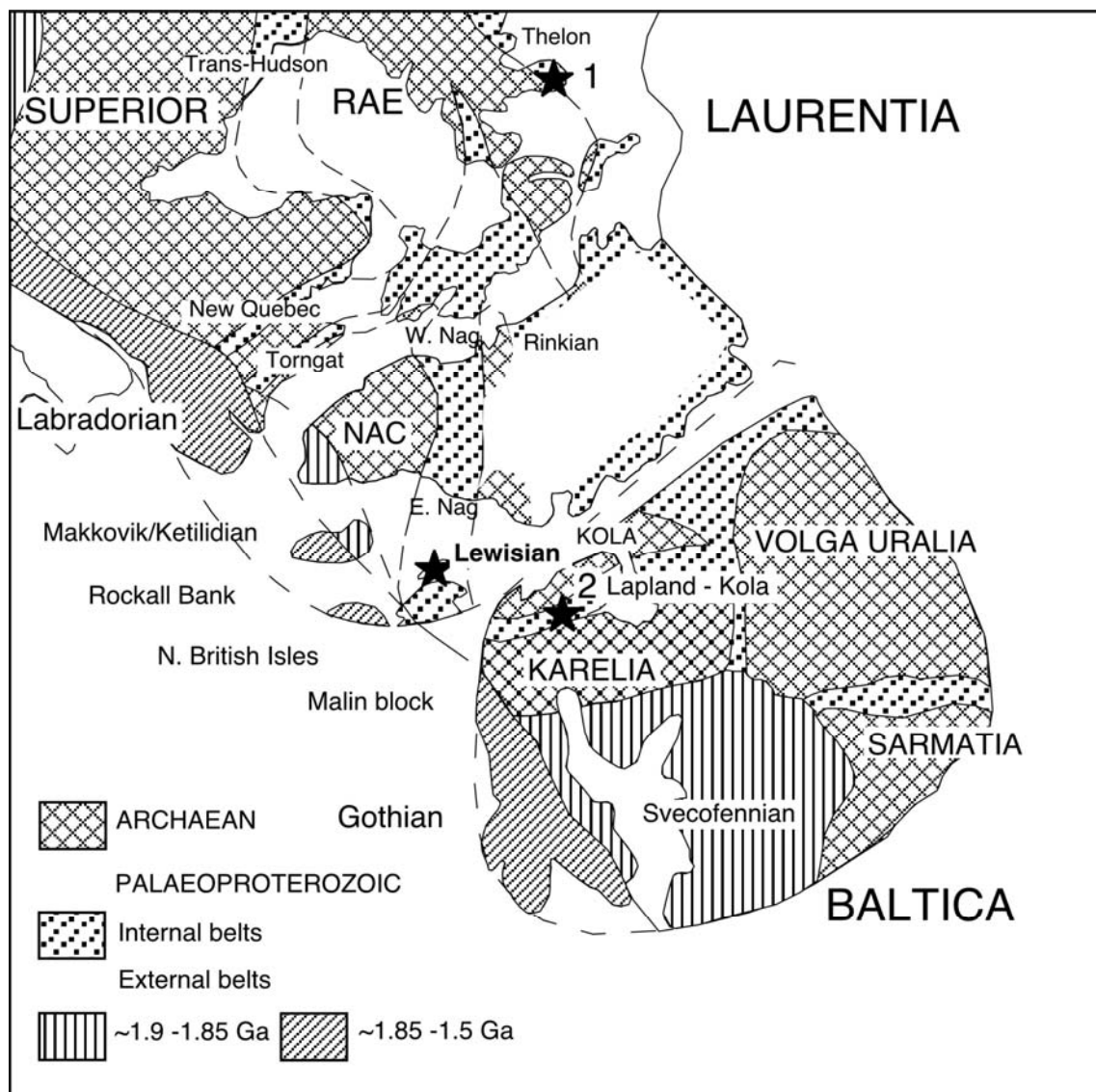
<sup>3</sup> Center for Chronological Research, Nagoya University, Nagoya, Japan

Палеопротерозойские высокобарические гранулиты залегают среди пород Льюисского комплекса в Южном Харрисе, северо-западная Шотландия. Эти гранулиты имеют РТ – историю, которая развивалась против часовой стрелки. Она включала раннее ультравысокотемпературное (УНТ) событие ( $950 \pm 30^\circ\text{C}$ ,  $10 \pm 1.0$  кбар) и последующее высокобарическое – гранулитовой фации ( $850\text{--}900^\circ\text{C}$ ,  $13\text{--}14$  кбар). РТ – тренд против часовой стрелки сходен с таковыми в палеопротерозойских тектонических покровах Беломорской и Лапландской систем [1]. Предполагаемый палеопротерозойский УНТ метаморфизм был отмечен в таких структурах Северной Атлантики, как гранулитовый комплекс Бутия-Сомерсет [2], орогене Талтсон-Телон [3] и зоне Колвица-Умба [4]. Возраст метаморфизма этих комплексов – около 1900–1970 млн. лет. (U-Pb возрасты по циркону и монациту). В Южном Харрисе возраст высокобарического метаморфизма составляет ~1870–1890 млн. лет. Sm-Nd возраст по минеральной изохроне оценивается в  $1870 \pm 40$  млн. лет и, как считают, указывает время охлаждения системы после метаморфизма. Датирование циркона U-Pb методом на ионном микрозонде и на SHRIMP дала возрасты  $1873 \pm 5$  и  $1887 \pm 7$  млн. лет. Детальное сравнение палеопротерозойских террейнов, возможно, поможет по-новому взглянуть на тектоно-термальную историю Северо-Атлантического региона.

В Южном Харрисе выделяются четыре стадии метаморфических преобразований гранулитов (M1–M4), что позволяет установить РТ – тренд против часовой стрелки [5]. Стадия M<sub>1</sub> представляет собой УНТ событие, которое произошло в ходе внедрения SHIC при давлении 9–11 кбар и температуре  $900\text{--}980^\circ\text{C}$ . Затем на стадии M<sub>2</sub> произошло высокобарическое событие гранулитовой фации после внедрения Южно-Харрисского интрузивного комплекса при температурах  $\sim 850\text{--}900^\circ\text{C}$  и давлении, возрастающем до  $13\text{--}14$  кбар. Данные условия были достаточны для того, чтобы вызвать дегидратационное плавление путем разрушения биотита. Стадия M<sub>3</sub> была ретроградным событием, которое включало декомпрессию в относительно сухих условиях, на что указывает образование корон и симплектитов ортопироксена–кордиерита, ортопироксена–плагноклаза и герцинита–кордиерита, которые заместили порфиروبласты граната [5]. Событие M<sub>4</sub> также ретроградное. Оно характеризуется формированием гидроксилсодержащих минералов, которые замещают существующие ассоциации порфиробластов. Цирконы из различных типов гранулитов и гнейсов в Льюисского комплекса в районе Южного Харриса были датированы на SHRIMP.



Полученные возрасты были проинтерпретированы с учетом петрологического изучения проанализированных образцов, анализа строения цирконов и возрастов монацита (Baba et al., in submit). Мы пришли к следующим выводам.



**Рис.1.** Упрощенная реконструкция Лаврентии и Балтики 1.2 млрд. лет назад. Звездочками показаны районы предполагаемого УНТ-метаморфизма в палеопротерозое (Baba, 2004). WNag = западная часть пояса Нагссуттоквидиан; ENag = восточная часть пояса Нагссуттоквидиан; 1 = гранулитовый комплекс Бутия-Сомерсет и ороген Талтсон-Телон; 2 = зона Колвица - Умба.

**Fig.1.** Simplified reconstruction of Laurentia and Baltica for 1.2 Ga. The stars mark the localities of possible UHT metamorphism at Palaeo-proterozoic (Baba, 2004). WNag, west Nagssugtoqidian belt; ENag, east Nagssugtoqidian belt; 1, Boothia-Somerset granulite terrane and Taltson-Thelon orogen; 2, Kolviitsa-Umba zone.

Самые древние возрасты были определены по верхним пересечениям дискордий, построенным по зональным ядрам цирконов в двух образцах. Эти ядра можно интерпретировать как унаследованные детритовые зерна, образовавшиеся в обычном, возможно, магматическом источнике с возрастом ~2800 млн. лет. Согласованный возраст ~1900 млн. лет ( $1911 \pm 4$ ,  $1900 \pm 7$ ,  $1897 \pm 8$  млн. лет), полученный для трех образцов, был определен по зональным каймам обрастаний и зернам секторно-зонального строения. Возраст  $1900 \pm 7$



млн. лет, полученный из меланократового гранулит (гранат и кианит/силлиманит; 76–91 об. %), интерпретируется как время кристаллизации циркона до образования граната и кианита/силлиманита в виде рестита. Поэтому данный возраст считается временем кристаллизации циркона в ходе раннего метаморфического события (M1). В лейкократовом гнейсе возрастная популяция  $1853 \pm 19$  млн. лет, полученная по зонам обрастания с низким содержанием U и низким содержанием Th, представляет вторую стадию роста циркона в условиях, отличающихся от таковых первой стадии. Возможное объяснение заключается в том, что контрастные на CL-изображениях края с низким содержанием U указывают на время повторного роста циркона из кристаллизующегося анатектического расплава, тогда как ядра с высоким содержанием U фиксируют время роста и перекристаллизации циркона до анатексиса. Валовый состав проанализированного образца подтверждает существование частичного плавления. Эти результаты позволяют предположить, что различия этих генераций цирконов по составу и времени образования связаны с такими метаморфическими процессами, как формирование рестита и кристаллизация циркона из расплава, образовавшегося при частичном плавлении.

Монациты из двух образцов лейкократового гнейса хронологически однородны. Их CHIME-возрасты колеблются в относительно узкой области:  $1858 \pm 7$  млн. лет и  $1840 \pm 7$  млн. лет. Эти возрасты, в сочетании с однородным химическим составом образцов, показывают, что данные монациты были повторно уравновешены химически в ходе метаморфизма высокой степени. CHIME-возраст монацита соответствует возрасту (SHRIMP) циркона из краевой зоны обрастания в образце 93927-1, которая контрастно выделяется на CL-изображении. Эти возрасты указывают на время кристаллизации циркона и монацита из частичного расплава и на переуравновешивание системы U–Th–Pb. Предположив, что стадия M<sub>1</sub> (10 кбар, 950°C) имела место 1900 млн. лет назад, M<sub>2</sub> (14 кбар, 850°C) – 1870 млн. лет, а M<sub>3</sub> (~7 кбар, 750°C) – 1850 млн. лет, мы можем оценить скорость охлаждения в 3.3°C на миллион лет и скорость погружения – 0.47 мм/год на стадиях M<sub>1</sub>–M<sub>2</sub> и скорость охлаждения 5.0 °C на миллион лет и скорость поднятия 1.05 мм/год на стадиях M<sub>2</sub>–M<sub>3</sub>.

В будущем необходимо провести детальное сравнение времени метаморфизма (пикового и ретроградного), а также P–T-историю палеопротерозойских высокометаморфизованных гнейсовых террейнов Северо-Атлантического региона. Это поможет понять особенности формирования орогенного пояса и изменения геотермальных условий в недрах Земли. Возможно, эта геологическая и геофизическая информация поможет лучше понять образование Суперконтинента и эволюцию Земли в палеопротерозое.

Palaeoproterozoic high-pressure granulite occurs in the Lewisian Complex in South Harris, NW Scotland. The granulite has anticlockwise PT history involving early ultra-high temperature (UHT) event ( $950 \pm 30^\circ\text{C}$ ,  $10 \pm 1.0$  kbar) and subsequent high-pressure granulite-facies event ( $850\text{--}900^\circ\text{C}$ , 13–14 kbar). The trace of the anticlockwise P–T path is similar to those of Palaeoproterozoic Belomorian and Laplandian system of nappes [1]. Probable Palaeoproterozoic UHT metamorphism were reported from North Atlantic regions, such as; Boothia-Somerset granulite terrane [2], Taltson-Thelon orogen [3] and Kolvasta-Umba zone [4]. Metamorphic ages of these terranes have been identified at c. 1900–1970 Ma (U–Pb zircon and monazite ages). In South Harris, the high-pressure granulite-facies metamorphism was dated at ~1870–1890 Ma. A Sm–Nd mineral isochron age of  $1870 \pm 40$  Ma is interpreted to represent cooling after this metamorphism. Ion microprobe and SHRIMP U–Pb zircon dating yielded ages of  $1873 \pm 5$  Ma and  $1887 \pm 7$  Ma. Precise comparison among Palaeoproterozoic terranes may give new insight into the tectono-thermal history of North Atlantic region.

In South Harris, four metamorphic stages (M1–M4) have been proposed for the granulite, which together trace an anticlockwise PT path [5]. M1 represents a UHT event that occurred during the emplacement of the SHIC at 9–11 kbar and 900–980 °C. M2, a subsequent high-pressure granulite-facies event, after the emplacement of the SHIC and ~850–900°C, with pressures increasing to 13–14 kbar. Conditions were sufficient to cause dehydration melting via the breakdown of biotite. M3 was a retrograde event that involved decompression under relatively dry conditions, as indicated by the formation of coronas and symplectites of orthopyroxene–cordierite, orthopyroxene–plagioclase, and hercynite–cordierite replacing garnet porphyroblasts [5]. M4, also a retrograde event, is characterized by hydrous minerals that modify existing porphyroblast assemblages. SHRIMP zircon U–Pb ages applied to several different types of granulite and gneiss in the Lewisian Complex in South Harris. Obtained age results were evaluated based on petrological character of analyzed samples, zircon internal textures, and monazite CHIME ages (Baba et al., in submit). We obtained the following conclusions.

The oldest ages were determined from the upper intercepts of discordia obtained from zoned zircon cores in two samples. These cores can be interpreted as inherited detrital grains derived from a common, possibly igneous, source with an age of ~2800 Ma. A concordant age of ~1900 Ma ( $1911 \pm 4$ ,  $1900 \pm 7$ ,  $1897 \pm 8$  Ma) was obtained for three samples, determined from zoned overgrowth rims and sector-zoned grains. The  $1900 \pm 7$  Ma

date obtained from melanocratic granulite (garnet and kyanite/sillimanite; 76–91 vol. %) is interpreted to represent the timing of zircon crystallization prior to the formation of garnet and kyanite/sillimanite as restite. Therefore, this age is considered as the timing of zircon crystallization during an early metamorphic event (M1). In leucocratic gneiss, an age population of  $1853 \pm 19$  Ma obtained from low-U and low-Th overgrowth rims represents a second stage of zircon growth under different conditions from those of the first stage. A possible interpretation is that the high-CL, low-U rims represent the timing of zircon re-growth from crystallizing anatectic melt, whereas the high-U cores represent the timing of zircon growth and recrystallization prior to anatexis. The whole-rock composition of analyzed sample supports the existence of partial melt. These results suggest that differences in zircon formation and timing among the samples were controlled by metamorphic processes such as restite formation and zircon crystallization from partial melt.

Monazites from two samples of leucocratic gneiss are chronologically homogeneous, and have relatively narrow CHIME age ranges:  $1858 \pm 7$  Ma and  $1840 \pm 7$  Ma. These age results, combined with the homogeneous chemistry of the samples, indicate that these monazites were chemically re-equilibrated during high-grade metamorphism. The CHIME monazite age is consistent with the SHRIMP age obtained from the high-CL zircon rim in sample 93927-1. These ages represent the timing of zircon and monazite crystallization from partial melt and a resetting of the U–Th–Pb system. Assuming that M1 (10 kbar, 950°C) occurred at 1900 Ma, M2 (14 kbar, 850°C) at 1870 Ma, and M3 (~7 kbar, 750°C) at 1850 Ma, we obtain a cooling rate of 3.3 °C per million years and a burial rate of 0.47 mm per year during M1 to M2, and a cooling rate of 5.0 °C per million years and an uplift rate of 1.05 mm per year during M2 to M3.

Precise comparison of the timing of the metamorphism (peak and retrograde) and P–T histories among Palaeoproterozoic high-grade gneiss terranes in the North Atlantic region are required for future. It will resolve an extension of the orogenic belt and changes in geothermal condition of earth interiors. These geological and geophysical information may contribute to understanding a formation of Supercontinent and an evolution of Earth at Palaeoproterozoic.

#### Литература - References

1. Glebovitsky V.A. The early Precambrian of Russia (Geology reviews 2). Amsterdam: Harwood Academic Publishers. 1997. 261p.
2. Kitsul V.I., Glebovitsky V.A., Yapnik Y.A. and Frisch T. Gneisses from the granulite terrane of the central Boothia Uplift, Arctic Canada // Canadian Mineralogist. 2000. V. 38, P. 443-454.
3. Berman R.G. and Bostock H.H. Metamorphism in the northern Taltson Magmatic Zone, Northwest Territories // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35, P. 1069-1091.
4. Glebovitsky V.A., Marker M., Alexeev N., Bridgwater D., Sedova I., Salnikova E and Berezhnaya N. Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological, geochemical and U–Pb zircon data // Precambrian Research. 2001. V. 105, P. 247-267.
5. Baba S. Palaeoproterozoic UHT metamorphism in the Lewisian complex and North Atlantic region // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2004. V. 99, P. 202-212.

### ГРАНУЛИТЫ РАСТЯЖЕНИЯ И КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНУЛИТЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО ОРОГЕНА, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Балаганский В.В.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, balagan@geoksc.apatity.ru

### EXTENSIONAL AND COLLISIONAL GRANULITES OF THE PALAEOPROTEROZOIC LAPLAND-KOLA OROGEN, BALTIC SHIELD

Balagansky V.V.

Geological Institute of the Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia, balagan@geoksc.apatity.ru

Лапландские гранулиты составляют Лапландский гранулитовый пояс (ЛГП) в северной части Балтийско-го/Фенноскандинавского щита и считаются классическими гранатовыми, кордиеритовыми и силлиманитовыми





ми парагранулитами (кондалитами) раннего докембрия со времен их описания П. Эскола в середине прошлого века. С кондалитами связаны подчиненные им средние и основные гранулиты, включая метагаббро-анортозиты. Такие же породы развиты на побережье Белого моря от г. Кандалакша до пос. Умба, но там среди них резко доминируют средние и основные гранулиты. Большая роль горизонтальных движений в образовании ЛГП была отмечена еще А.А. Полкановым и Th.S. Sahlstein'ом в 1930-х годах. В итоге эти гранулиты сыграли главную роль при разработке палеопротерозойской тектонической модели для северной Фенноскандии на основе тектоники литосферных плит в рамках программы ЕВРОПРОБЫ в 1996–2002 гг. [2, 5]. История развития Лапландско-Кольского орогена включает длительный распад архейского континента, образование океана, субдукцию океанической коры и, наконец, межконтинентальную коллизию. Этот процесс длился около 700 млн. лет и, по-видимому, отвечал суперконтинентальному циклу Вильсона, но существуют и другие плитно-тектонические варианты образования ЛГП (см. обзоры в работах [2, 5]). Одной из отличительных черт модели, разработанной автором данного сообщения, является тектоническое совмещение нижнекоровых ортогранулитов растяжения, возникших на начальной стадии рифтогенеза 2.4–2.5 млрд. лет назад, и парагранулитов, образовавшихся во время пика межконтинентальной коллизии 1.91–1.93 млрд. лет назад.

Гранулиты растяжения представлены метагаббро-анортозитами Кандалакшского и Колвицкого массивов на побережье Белого моря и массива Пыршин в Русской Лапландии (см. обзор данных в работах [1, 2]). Трехфазный Колвицкий массив образовался 2.46–2.43 млрд. лет назад. Во время первой фазы (~2.46 млрд. лет) внедрилась главная часть габбро-анортозитов, разрез которых характеризуется скрытой расслоенностью [4]. Второй фазе отвечало внедрение анортозитов ~2.45 млрд. лет назад. Несмотря на то, что первая и вторая фазы разделены небольшим промежутком времени, анортозиты внедрялись в уже рассланцованные, линеализированные и смятые в сжатые складки габбро-анортозиты. Третья фаза является дайковой, причем установлены не менее четырех импульсов базитового дайкового магматизма, которые местами привели к появлению структур "дайка в дайке". Дайки сразу же после их солидификации подвергались метаморфизму высоких ступеней и рассланцеванию в условиях простого сдвига, и в результате более поздние дайки внедрялись в уже рассланцованные и метаморфизованные ранние дайки. Также выявлены дайки среднего состава с возрастом ~2.44 млрд. лет, которые прорывают дайки второго и (или) третьего импульса. Возраст заключительного импульса базитового дайкового магматизма составляет 2.43 млрд. лет. Окончание переработки определяется возрастом 2.39 млрд. лет для недеформированных пегматитов, секущих рассланцованные габбро-анортозиты и дайки.

По оценкам В.И. Фонарева (см. обзор в [2]), кристаллизация габбро-анортозитов происходила при  $T = 990^\circ\text{C}$  и  $P = 12.4$  кбар (стадия  $m_1$ ), а их первый метаморфизм протекал вначале при  $T = 870\text{--}915^\circ\text{C}$  и  $P = 11.2$  кбар ( $m_2$ ), а затем при  $T = 750\text{--}830^\circ\text{C}$  и  $P = 8.9$  кбар ( $m_3$ ). По данным Н.Л. Алексеева, рассланцевание даек, секущих рассланцованные метагаббро-анортозиты, происходило при  $T = 666\text{--}734^\circ\text{C}$  и  $P = 8.3\text{--}9.8$  кбар, т.е. при условиях, сопоставимыми с таковыми стадии  $m_3$ . Таким образом, условия метаморфизма габбро-анортозитов отвечали гранулитовой фации при снижении температуры метаморфизма даек до величин, отвечающих переходу от гранулитовой фации к амфиболитовой. Это остывание протекало на фоне подъема пород с глубины 42 км (уровень магматической кристаллизации габбро-анортозитов и первый их метаморфизм) до глубины 32 км (метаморфизм даек). Тектоническая обстановка образования рассмотренных ортогранулитов интерпретируется как растяжение нижней коры при рифтогенезе, которое приводит к утонению коры и подъему нижнекоровых пород, испытавших гранулитовый метаморфизм за счет тепла магм основного состава (автометаморфизм в условиях растяжения).

История гранулитового метаморфизма в кондалитах и основных гранулитах ЛГП, по данным М.В. Минца и его коллег (см. обзоры в [2, 5]), включает три стадии. Стадия  $M_1$  отличается максимальными  $T$ - $P$  условиями ( $900\text{--}860^\circ\text{C}$  и  $11.5\text{--}9.0$  кбар) и установлена только в основных гранулитах нижней части ЛГП. На стадии  $M_2$  кондалиты нижней части ЛГП были метаморфизованы при  $T = 860^\circ\text{C}$  и  $P = 12.4$  (глубина  $h = \sim 45$  км), а кондалиты верхней части – при  $T = 800^\circ\text{C}$  и  $P = 5.8$  кбар ( $h = \sim 21$  км). На стадии  $M_3$  нижняя и верхняя части кондалитового разреза были метаморфизованы соответственно при  $T = 770$  и  $P = 10.7$  км ( $h = \sim 39$  км) и  $T = 640^\circ\text{C}$  и  $P = 4.8$  кбар ( $h = \sim 17$  км). Эти данные указывают на зависимость давления от литостатической нагрузки. Такой же вывод вытекает из данных по метаморфизму кондалитов на побережье Белого моря [3]. Все указанные выше метаморфические преобразования протекали 1.93–1.91 млрд. лет назад, при этом возраст осадочных протолитов кондалитов не превышает 2.1 млрд. лет.

ЛГП и комплементарные ему структуры подстилаются тектоническим меланжем, состоящим из линз и пластов сильно рассланцеванных и линеализированных кондалитов и основных гранулитов. Эти деформации происходили в условиях кристаллизации парагенезиса *ортотипроксен+силлиманит*, что указывает на очень высокие величины  $T$  и  $P$  при гранулитовом метаморфизме. Породы, подстилающие тектонический меланж ЛГП, испытали метаморфизм амфиболитовой фации и обнаруживают обратную метаморфическую зональность. Следовательно, источником тепла при амфиболитовом метаморфизме пород, подстилающих меланж, были перекрывающие их горя-

чие тектонические пластины гранулитов. Во время гранулитового метаморфизма или сразу же после него эти пластины в результате коллизии были перемещены на более высокие уровни коры. Сейсмические данные по проекту FIRE (Finnish Reflection Experiment 2001–2005) и структурные данные по Кейвскому рельефу предполагают значительно большие масштабы горизонтальных перемещений тектонических покровов, выдвинутых из ядра орогена, чем предполагалось ранее. Эта же коллизия привела к тектоническому совмещению в орогенном ядре гранулитов растяжения с возрастом 2.4–2.5 млрд. лет и коллизионных гранулитов с возрастом ~1.9 млрд. лет.

*Работа является вкладом в проект РФФИ 09-05-00160а.*

The Lapland granulites make up the Lapland Granulite Belt (LGB) in the northern Baltic/Fennoscandian Shield and since the middle of the last century when P. Eskola gave their detailed description these rocks have been considered as classic Early Precambrian metasedimentary garnet, cordierite and sillimanite granulites (khondalites). Subordinate intermediate and mafic granulites including metagabbro-anorthosites associate with the khondalites. The same rocks occur on the coast of the White Sea between town of Kandalaksha and settlement of Umba. A significant role of horizontal movements in the formation of the LGB was pointed out by A.A. Polkanov and Th.S. Sahlstein still in the 1930s. Eventually these granulites have played the crucial role for developing a Palaeoproterozoic tectonic model for northern Fennoscandia that was one of the results of an EUROPROBE research project in 1996–2002 and based on the concept of plate tectonics [2, 5]. The evolutionary history of the Lapland-Kola Orogen includes a long-term break-up of an Archaean continent, the formation of an ocean, subduction of oceanic crust and, after all, intercontinental collision. This tectonic process was as long as *ca.* 700 Ma and seems to have corresponded to the Wilson supercontinental cycle but other plate-tectonic scenarios also have been suggested (see reviews in [2, 5]). One of characteristic features of a model developed by the author of the given communication, is a tectonic juxtaposition of lower crustal extensional granulites formed at the initial stage of rifting 2.4–2.5 Ga ago and metasedimentary granulites formed at the peak of intercontinental collision 1.91–1.93 Ga ago.

The extensional granulites are represented by metagabbro-anorthosites of the Kandalaksha and Kolvitsa massifs on the White Sea coast and the Pyrrshin Massif in Russian Lapland (see reviews in [1, 2]). The three-phase Kolvitsa Massif formed at 2.46–2.43 Ga. The main portion of gabbro-anorthosites displaying a hidden magmatic layering was injected at the first phase (*ca.* 2.46 Ga). The second phase is represented by *ca.* 2.45 Ga anorthosites. In spite of the fact that the first and second phases were separated by a short time interval, the anorthosites were injected into already sheared, lineated and folded by tight folds gabbro-anorthosites. The third phase consists of, at least, four pulses of mafic dyke magmatism which locally resulted in sheeted dykes. The dykes were subjected to high-grade metamorphism and simple shear immediately after their solidification, and younger dykes were injected into already sheared and metamorphosed older dykes. *Ca.* 2.44 Ga intermediate dykes also have been discovered; these cross-cut mafic dykes of the second and/or third pulse. An age of the final pulse of mafic dyke magmatism is 2.43 Ga. The termination of reworking is constrained by 2.39 Ga undeformed pegmatites that cross-cut sheared gabbro-anorthosites and dykes.

According to V.I. Fonarev (see review in [2]), magmatic crystallization of these gabbro-anorthosites took place at  $T = 990^{\circ}\text{C}$  и  $P = 12.4$  kbar (stage m1), their first metamorphism occurred at  $T = 870\text{--}915^{\circ}\text{C}$  и  $P = 11.2$  kbar (stage m2) and then at  $T = 750\text{--}830^{\circ}\text{C}$  и  $P = 8.9$  kbar (stage m3). After N.L. Alexeev, shearing of the dykes that cross-cut sheared metagabbro-anorthosites, took place at  $T = 666\text{--}734^{\circ}\text{C}$  и  $P = 8.3\text{--}9.8$  kbar, i.e. under conditions comparable with those of stage m3. Therefore, metamorphism of the gabbro-anorthosites corresponded to granulite facies at decreasing temperature in the dykes down to values transitional from granulite to amphibolite facies. This temperature decrease occurred coevally with the ascent of rocks from a depth of 42 km (level of magmatic crystallization of gabbro-anorthosites and their first metamorphism) to a depth of 32 km (metamorphism of dykes). A tectonic setting of the formation of meta-igneous granulites in question is interpreted as extension of lower crust at rifting, which has resulted in a thinning of the crust and an ascent of lower crustal rocks undergone granulite-facies metamorphism due to heat of basic magmas (autometamorphism under extensional condition).

According to M.V. Mints and his colleagues (see reviews in [2, 5]), granulite-facies metamorphic history of the khondalites and mafic granulites of the LGB consists of three stages. Stage M1 is characterized by the maximum  $T$ – $P$  parameters ( $T = 900\text{--}860^{\circ}\text{C}$  и  $P = 11.5\text{--}9.0$  kbar) and has been discovered only in mafic granulites of the lower part of the LGB. At stage M2 khondalites of the lower part of the LGB were metamorphosed at  $T = 860^{\circ}\text{C}$  и  $P = 12.4$  kbar (depth ( $h$ ) of *ca.* 45 kbar), and khondalites of the upper part at  $T = 800^{\circ}\text{C}$  и  $P = 5.8$  kbar ( $h = \text{ca.}$  21 km). At stage M3 the lower and upper parts of the khondalitic section were metamorphosed at  $T = 770^{\circ}\text{C}$  и  $P = 10.7$  kbar ( $h = \text{ca.}$  39 km) and  $T = 640^{\circ}\text{C}$  и  $P = 4.8$  kbar ( $h = \text{ca.}$  17 km), respectively. These data indicate that pressure at metamorphism depended on lithostatic loading. The same conclusion has been drawn from data on khondalites exposed on the White Sea coast [3]. All these aforementioned metamorphic changes took place 1.93–1.91 Ga ago, along with an age of sedimentary protoliths of the khondalites does not exceed 2.1 Ga.



The LGB and complementary structures are underlain by a tectonic mélange that is composed of lenses and sheets of strongly sheared and lineated khondalites, intermediate and mafic granulites. Shearing and linearization occurred under conditions of crystallization of a paragenesis *orthopyroxene*+*sillimanite*, which suggests very high values of *T* and *P* during granulite-facies metamorphism. Rocks that underlie the tectonic mélange of the LGB experienced amphibolite-facies metamorphism and display reverse metamorphic gradient. Therefore, hot tectonic sheets of granulites were a heat source for amphibolite-facies metamorphism of the rocks that underlie the mélange. During this granulite-facies metamorphism or immediately after it the sheets were transported to a higher crustal level due to collision. Seismic data from project FIRE (Finnish Reflection Experiment 2001–2005) and structural data on the Keivy terrane suggest a significantly larger scale of horizontal replacements of tectonic nappes expelled from the orogenic core than suggested before. The same collision resulted in tectonic juxtaposition of 2.4–2.5 Ga extensional granulites and *ca.* 1.9 Ga collisional granulites in the orogenic core.

*This work is a contribution in project RFBR 09-05-00160a.*

#### Литература – References

1. Балаганский В.В., Глебовицкий В.А. Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные структуры // Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука. 2005. С. 124–175.
2. Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: результаты исследований по программам ЕВРОПРОБЫ. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС. 2006. С. 142–155.
3. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Кузьмина Е.В. PT-t режим метаморфизма пород из верхней и нижней частей Умбинского покрова (Балтийский щит) // Доклады АН. 2006. Т. 409. № 1. С. 100–103.
4. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука. 1979. 128 с.
5. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 32. 2006. P. 579–598.

### ГРАНУЛИТЫ СВЕКОФЕННСКОГО ПОЯСА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИК ТЕПЛА

*Балтыбаев Ш.К.*

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, sb@ipgg.ru

### GRANULITES FROM THE SVECOFENNIAN BELT OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD: DISTRIBUTION PATTERN, AGE AND HEAT SOURCE

*Baltybaev S.K.*

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg, Russia, sb@ipgg.ru

Породы Svecofennian пояса (СП) характеризуются неодинаковым уровнем метаморфизма. При этом, в разных регионах резко различаются и масштабы выхода на дневную поверхность парагенезисов гранулитовой фации. В ряде случаев гиперстеновые метаморфические парагенезисы обнаруживаются лишь как изолированные единичные объекты, как, например, гранулиты в центральной части Ботнического бассейна (Швеция). Наиболее крупные ареалы распространения пород, метаморфизованных в высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фации находятся в Северном Приладожье (Россия), в районах Сулкава, Киурувеси, Уусима и Турку (Финляндия). Максимальный размер площадей развития высокотемпературных пород не превышает 100х50 км, а чаще существенно меньше. Породы гранулитовой фации проявлены иногда как тектонически обособленные блоки, вокруг которых распространены более низкотемпературные породы. Такие соотношения описываются в районе Киурувеси в Финляндии [1, 2]. Высокотемпературное ядро метаморфического комплекса Северного Приладожья также представляет хороший пример тектонических соотношений высоко- и низкотемпературных пород [3]. В то же время, для некоторых зонально-метаморфизованных комплексов (например, в районах Уусима, Сулкава, Турку в Финляндии) отмечается непрерывный характер нарастания температуры от низкотемпературной периферии к ядру метаморфического комплекса. Для таких метаморфических комплексов применим термин "термальный купол", отражающий характер распределения температурного поля при формировании парагенезисов прогрессивного ряда.

По характеру мигматизации и метаморфизма в СП выделяются две зоны: северная – с тоналитовыми мигматитами и южная, где преобладают калиевые («гранитные») мигматиты. По особенностям метаморфиз-

ма, сопряженному с ним магматизму, тектоническому соотношению и изотопным данным, можно заключить, что между этими зонами существует структурно-метаморфическое несогласие. Наблюдения показывают, что деформации и метаморфизм в калиевой зоне мигматитов происходили после консолидации коры в зоне тоналитовых мигматитов. Эти зоны отличаются и особенностями проявления гранулитов – в частности, приуроченностью к последним специфическим типам магматических пород.

Температуры (Т) от 500°C до 600-650°C характерны для домигматитовых полей, а в пределах развития мигматитов Т поднимается до 680-780°C. Области развития ортопироксенсодержащих парагенезисов, фиксирующие условия гранулитовой фации, характеризуются Т метаморфизма 800-850 (900)°C [1-4 и др.]. Высокотемпературные условия подтверждаются, в частности, образованием ортопироксена или шпинель-кварцевого парагенезиса. Таковы, например, гранулиты в обрамлении норитового массива Нигарден (Швеция) [4]. Подсчет площадей выхода пород показывает, что мигматизированные породы составляют не менее 70-80 % от объема метаосадочных пород [5].

Минеральные парагенезисы гранулитовой ступени метаморфизма в свекофеннидах образуются при 4-6 кбар. Указанным давлениям соответствует глубина порядка 15-25 км. Такие оценки были получены для провинции Бергслаген [4] в Швеции, для разных районов Финляндии [1-2, 6] и Приладожья [3]. Отсутствие гиперстен-силлиманитового парагенезиса подтверждает, что давление при метаморфизме не превышало 7 кбар. Кианит не типичен для средне- и высокотемпературных пород СП.

Изотопные данные позволяют выделить в СП два этапа гранулитового метаморфизма: раннесвекофеннский (1.89-1.87 млрд. лет) и позднесвекофеннский (1.83-1.79 млрд. лет) [7]. Прослеживается закономерная приуроченность магматизма основного и среднего состава к высокотемпературным ядрам термальных куполов раннесвекофеннского этапа метаморфизма, в то время как магматизм, сопряженный с позднесвекофеннским этапом метаморфизма характеризуется в целом более кислым составом.

В районах развития гранулитов выявляется совпадение положительных гравитационных аномалий с площадью выхода высокотемпературных пород. Для Приладожья этот факт связывался [3] с приращением на уровне нижней и средней коры магматических пород мафитового состава, производными которых рассматривались обнажающиеся на дневной поверхности эндербитовые массивы. Для района Киурувеси в Финляндии высокотемпературный метаморфизм связывался с гиперстеновыми диоритами, которые рассматривались как геологические тела, посредством которых подводилось тепло [2]. Для свекофеннид южной Швеции приведены многочисленные данные в пользу причинно-следственной связи плутонизма и высокотемпературного метаморфизма вмещающих пород для интервала времени 1845-1780 млн. лет [4].

Диаметры термальных куполов на современном эрозионном срезе комплексов СП могут не превышать 50-60 км (например, купол Сулкава, Финляндия), что, видимо, говорит о достаточно сильной сфокусированности теплового потока. Вероятно, только в таком случае могут образоваться термальные структуры с высокими градиентами: в случае сулкавской термальной структуры, расстояние от андалузитовой зоны к гиперстеновой составляет не более 30-35 км.

По-видимому, в ряде случаев позднесвекофеннские гранулиты (1.83-1.79 млрд. лет), известные в Южной Финляндии, возникают на площадях развития пород, которые не были затронуты раннесвекофеннским метаморфизмом. Это предположение основано на том факте, что следы проявления более раннего метаморфизма не удается зафиксировать даже в самой низкотемпературной части позднесвекофеннских зональных комплексов (где они могли сохраниться).

Как следует из анализа мощности земной коры под СП по данным сейсмического зондирования [8], ее максимальная мощность составляет около 60 км. Сопоставление глубины залегания поверхности М с составом пород на современном эрозионном срезе выявляет одну особенность - максимальная мощность коры в пределах СП наблюдается в области развития вулканогенно-осадочного чехла и к тому же эти области обычно отличаются более высоким метаморфизмом пород. Этот факт подчеркивает связь таких внутрикоровых процессов как метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование с явлениями глубинного уровня. Возможно, что "прогиб" поверхности М является результатом изостатического выравнивания после интенсивных процессов, протекавших на мантийно-коровом уровне. Такими процессами могут быть подъем астенолита, повышенный тепловой поток и внедрение магматических масс, обеспечивающий разномасштабный разогрев пород на нижнем и среднем уровнях свекофеннской коры.

---

The rocks of the Svecofennian belt (SB) differ in metamorphic grade. The degree of exposure of granulite-facies parageneses also varies considerably from one region to another. In some areas, hypersthene metamorphic parageneses are only encountered as small isolated units such as granulites from the central Bothnian basin, Sweden. The largest areas of rocks metamorphosed to high-temperature amphibolite and granulite grades are located in the northern Lake Ladoga area (Russia) and in the Sulkava, Kiuruvesi, Uusima and Turku areas (Finland). Highly metamorphosed rocks cover a maximum area of 100 x 50 km; most of such areas are much smaller. Granulite-facies rocks sometimes occur as tectonically isolated blocks sur-



rounded by lower-temperature rocks. Such relationships have been described from the Kiuruvesi area, Finland [1, 2]. The high-temperature core of the metamorphic complex in the northern Lake Ladoga area (Priladozhye) is another good example of the tectonic correlations of high- and low-temperature rocks [3]. At the same time, temperatures were observed to rise continuously for some zonally metamorphosed complexes (e.g. those in the Uusima, Sulkava and Turku areas, Finland) from the low-temperature periphery to the core of a metamorphic complex. The term “thermal dome”, which shows the distribution pattern of a temperature field upon formation of progressive-series parageneses applicable to such metamorphic complexes.

Based on migmatization and metamorphic styles, two zones are distinguished in the SB: 1) a northern zone with tonalitic migmatites and 2) a southern zone dominated by potassic (“granitic”) migmatites. Metamorphic pattern, associated magmatism, tectonic correlation and isotopic data suggest a structural-metamorphic unconformity between these zones. Observations have shown that deformations and metamorphism in the potassic zone of migmatites occurred after crust consolidation in the tonalitic migmatite zone. These zones also differ in the mode of occurrence of granulites: distinctive types of igneous rocks are confined to granulites.

Temperatures (T) of 500°C to 600-650°C are characteristic of pre-migmatite fields, and in migmatite fields T rises to 680-780°C. Areas of orthopyroxene-bearing parageneses, indicative of granulite-facies conditions, were metamorphosed at temperatures of 800-850 (900)°C [1-4 et al.]. High-temperature conditions are confirmed, for example, by the formation of orthopyroxene or spinel-quartz paragenesis. Examples are granulites occurring at the margin of the Nygarden norite massif, Sweden [4]. Calculation of exposed rock areas has shown that migmatized rocks make up not less than 70-80 % of metasedimentary rock volume [5].

Mineral parageneses metamorphosed to granulite grade in the Svecofennides are formed at pressures of 4-6 kbar. These pressures are consistent with a depth of 15-25 km. Such estimated have been obtained for the Bergslagen province, Sweden [4], for some areas of Finland [1-2, 6] and for the Lake Ladoga area, Russia [3]. The absence of hypersthene-sillimanite paragenesis also shows that metamorphic pressure was not more than 7 kbar. Kyanite is not typical of medium- and high-temperature SB rocks.

Based on isotopic data, two stages in granulite-facies metamorphism are distinguished in the SB: an Early Svecofennian stage (1.89-1.87 Ga) and a Late Svecofennian stage (1.83-1.79 Ga) [7]. Mafic and intermediate magmatism was typically confined to the high-temperature cores of thermal domes at the Early Svecofennian stage of metamorphism, while magmatism associated with the Late Svecofennian stage of metamorphism is generally characterized by a more felsic composition.

In granulite areas, positive gravity anomalies coincide with the area covered by high-temperature rock exposures. For the Lake Ladoga area, this fact was attributed to [3] the accretion of mafic igneous rocks, derived from exposed enderbite massifs, at the lower and middle crust level. For the Kiuruvesi area, Finland, high-temperature metamorphism was attributed to hypersthene diorites that were understood as geological bodies through which heat was supplied [2]. Extensive arguments in favour of the relation of plutonism to the high-temperature metamorphism of host rocks for the time span 1845-1789 Ma have been presented for the Svecofennides of southern Sweden [4].

The diameters of thermal domes in the present erosion section of SB complexes are not more than 50-60 km (e.g. Sulkava dome in Finland), suggesting that the heat flow was highly focused. It seems that it is only in such a case that high-gradient thermal structures can be formed: in the case of the Sulkava thermal structure, the distance between the andalusite zone and the hypersthene zone is not more than 30-35 km.

Late Svecofennian (1.83-1.79 Ga) granulites, known from southern Finland, seem to have originated occasionally in rock fields unaffected by Early Svecofennian metamorphism. This assumption is based on the fact that no traces of earlier metamorphic events have been found even in the lowest-temperature zones of Late Svecofennian zonal complexes, where they could have been preserved.

Analysis of crustal thickness beneath the SB, based on seismic sounding data [8], has shown that the maximum thickness of the earth crust is about 60 km. Correlation of the depth of occurrence of M-discontinuity with rock composition at the present erosion section has revealed one characteristic: crustal thickness in the SB is at its maximum in the volcano-sedimentary cover domain. Moreover, metamorphic grade in these domains is generally higher. This evidence supports the relation of such intracrustal processes as metamorphism, ultrametamorphism and granite formation to events that occur at depth. The “sagging” of M-discontinuity is presumably the result of isostatic levelling after vigorous processes that occurred at the mantle-crust level, e.g. the uplift of an asthenolith, elevated heat flow and the intrusion of magmatic mass which provides the unequal heating of rocks at the lower and middle levels of the Svecofennian crust.

#### Литература - References

1. Korsman K., Hölttä P., Hautala T., Wasenius, P. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of crust in eastern Finland // GSF. Bull.. 1984. V.328. 40 p.



2. Hölttä P. Metamorphic zones and the evolution of granulite grade metamorphism in the early Proterozoic Pielavesi area, central Finland // GSF Bull. 1988. V.344. 50 p.
3. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннит Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.
4. Andersson U.B. The late Svecofennian, high-grade contact and regional metamorphism in southwestern Bergslagen (central southern Sweden) / Final report 970519, SGU-project 03-819/93. 1997. 36 p.
5. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофенниты Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских процессов СПб.: Наука. 2009. 328с.
6. Van Duin J.A. The Turku granulite area, SW Finland: a fluid-absent Svecofennian granulite occurrence. Academisch Proefschrift. Vrije Universiteit. Amsterdam. PhD thesis. 1992. 234 p.
7. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К., Эклунд О., Кильпелайнен Т. Два этапа метаморфизма в Свекофеннском поясе: результаты изотопно-геохронологического изучения приладожского и сулкавского метаморфических комплексов // Петрология 2006. Т. 14. № 3. С.268-283.
8. Luosto U. Moho depth map of the Fennoscandian Shield based on seismic refraction data // In: Korhonen, H., Lipponen, A. (eds.) Structure and dynamics of the Fennoscandian Lithosphere. Proceedings of the Second Workshop on Investigation of the Lithosphere in the Fennoscandian Shield by Seismological Methods, Univ. Helsinki, Rep. 1991. S-25. P.43-49.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ЭКЛОГИТ-АМФИБОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

*Бережная Н.Г.<sup>1</sup>, Гусев Н.И.<sup>1</sup>, Скублов С.Г.<sup>2</sup> Родионов Н.В.<sup>1</sup>, Лепехина Е.Н.<sup>1</sup>, Падерин И.П.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, nataliaber@mail.ru

<sup>2</sup> ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия

## GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND AGE OF ZIRCONS FROM AN ECLOGITE-AMPHIBOLITE COMPLEX, GORNY ALTAI

*Berezhnaya N.G.<sup>1</sup>, Gusev N.I.<sup>1</sup>, Skublov S.G.<sup>2</sup> Rodionov N.V.<sup>1</sup>, Lepekhina E.N.<sup>1</sup>, Paderin I.P.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Centre of Isotopic Research, VSEGEI, Saint-Petersburg, Russia, nataliaber@mail.ru

<sup>2</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, Saint-Petersburg, Russia

Балтырганский субдукционный эклогит-амфиболитовый метаморфический комплекс выделен в левобережье р.Чуи в Бийско-Катунском секторе Кузнецко-Алатауской шовной зон, где он слагает несколько тектонических пластин, линз и блоков эклогитсодержащих гранатовых амфиболитов, глаукафан-амфиболовых и стильномелановых сланцев в ассоциации с ультрамафитами Чаганузунского массива и metabазальтами арыджанского и балхашского комплексов [1]. Типоморфными для балтырганского комплекса являются преобладающие гранатовые амфиболиты. Эклогиты образуют небольшие включения или пропластки в гранатовых амфиболитах в СВ экзоконтакте Чаганузунского гипербазитового массива.

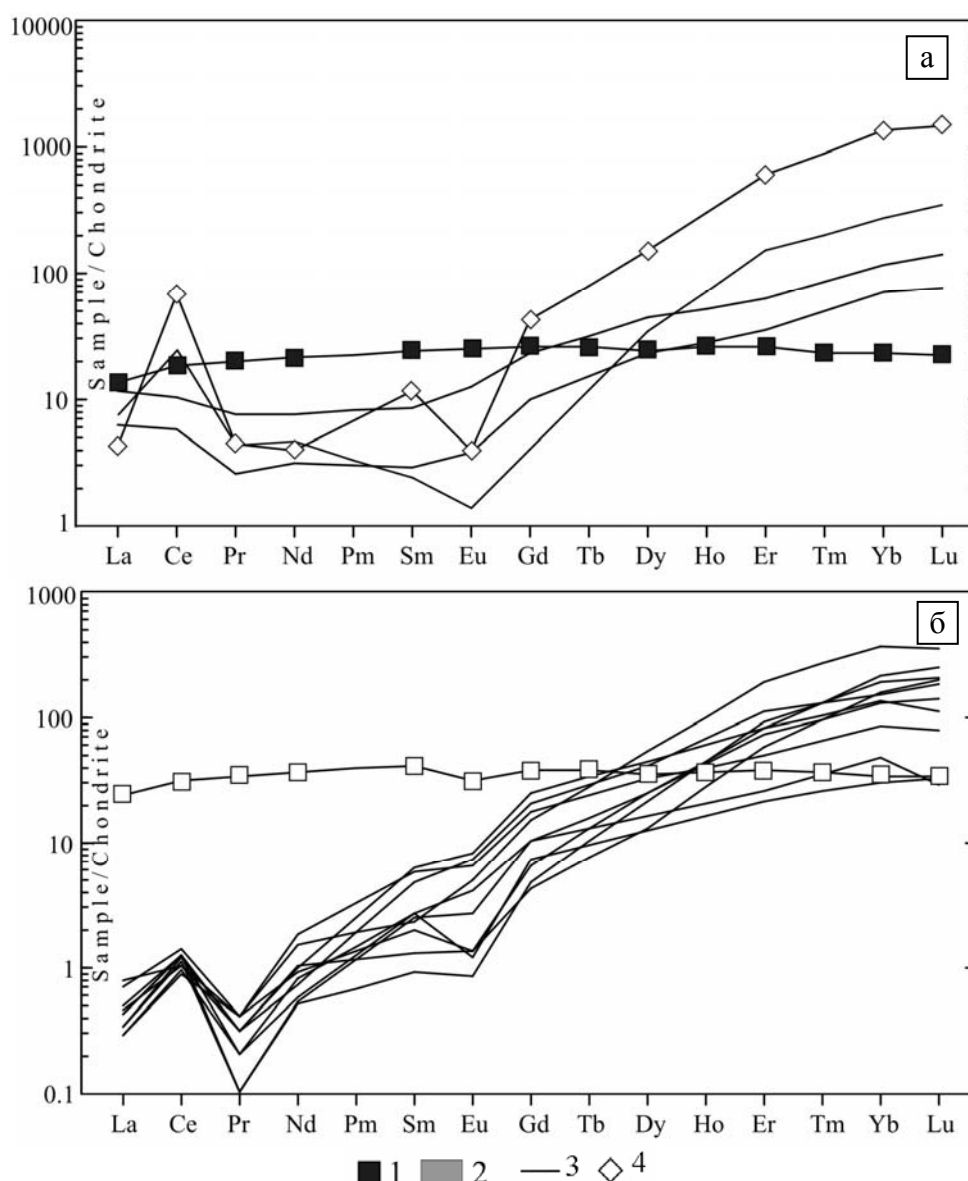
**Эклогиты (пр.4245)** характеризуются ассоциацией Grt+Omp+Bar+Ep+Q+Rt.

**Гранатовые амфиболиты (пр.40)** имеют типовую ассоциацию Grt+Bar+Ep+Ttn и содержат подчиненные количества кварца, альбита, фенгита, рутила, винчита и хлорита. P-T условия образования эклогитов и, возможно, гранатовых амфиболитов оцениваются давлением 13,0÷20,0 Кб и температурой 590÷660°C [4].

Возраст эклогитов определялся Ar-Ar методом по амфиболу [3] и составил 627±5 ÷ 636±10 млн лет. Для уточнения возраста эклогит-амфиболитового комплекса были датированы цирконы из главных разновидностей, слагающих его пород.

**Характеристика циркона и результаты определения возраста.** В эклогитах обнаружено четыре бесцветных прозрачных зерна циркона различающихся по степени их перекристаллизации в условиях эклогитового метаморфизма. Наиболее крупное зерно циркона с нарушенной магматической зональностью и ядром (рис.1а) имеет значение 1652 млн лет и, возможно, отражает позднекарельско-раннерифейский возраст пород протолита эклогитов. Оно характеризуется магматическим Th/U = 0.46, повышенным содержанием PЗЭ (ΣREE = 461 ppm), положительной аномалией Ce (Ce/Ce\* = 15,6) и отрицательной Eu (Eu/Eu\* = 0,2).

Более мелкие обломки с реликтами секториальной зональности имеют неоднородное строение с каймой рекристаллизации по периферии. Для них характерно низкое содержание PЗЭ (ΣREE = 35÷90 ppm, Th/U = 0,01÷0,03, Th 1÷2 ppm, Ce/Ce\* = 1,1-5,0, Eu/Eu\* = 0,4-0,9), свойственное метаморфогенному циркону. Они деплетированы HREE с относительно «плоским» графиком их распределения (рис.1а).



**Рис.1.** Спектры распределения редкоземельных элементов для пород и циркона балтырганского комплекса (а - эклогиты, пр.4245 и б - гранатовые амфиболиты, пр.40). Условные обозначения: 1 – эклогиты (пр. 4245), 2 – бесплагиоклазовые гранатовые амфиболиты; 3, 4 – графики содержаний РЗЭ в цирконе, 4 – ксеногенный циркон с возрастом 1652 млн лет из эклогитов

**Fig. 1** REE patterns for rocks and zircons of Baltyrgan complex (a – eclogites, s. 4245, and b – garnet amphibolites, s. 40). Legend: 1 – eclogites, s. 4245, 2 – plagioclase-free garnet amphibolites, 3, 4 – REE patterns in zircon, 4 – zircon with age 1652 Ma from eclogites

Характерно, что содержание  $\text{Hf} = 7147 \div 7393$  ppm постоянно, как в магматическом, так и в метаморфогенном цирконе и указывает на их принадлежность к породам основного состава. Содержание Y низкое и непостоянное ( $50 \div 128$  ppm), вероятно, связано с различной степенью перекристаллизации циркона. Низко редкоземельные цирконы рассматриваются нами как продукт эклогитового метаморфизма, возраст которого по трем измерениям  $619 \pm 13$  млн лет ( $\text{СКВО} = 0,034$ , вероятность 0,85). Возможно, полученный возраст несколько завышен присутствием реликта.

В гранатовых амфиболитах циркон однотипный. Преобладают розоватые, прозрачные, удлиненно призматические идиоморфные кристаллы длиной  $80 \div 250$  мкм,  $K_u = 2,0 \div 3,0$ . В КЛ изображении они состоят из ядер со сле-

дами секториальной зональности и однородных оболочек с максимально ярким свечением в КЛ. Низкие значения Th/U 0,01÷0,07,  $\Sigma\text{REE} = 16\div66$  ppm (табл. 1) указывают на их метаморфическое происхождение. Они в большей мере обеднены легкими РЗЭ ( $\Sigma\text{LREE} = 1\div2$  ppm), чем циркон из эклогитов ( $\Sigma\text{LREE} = 7\div14$  ppm) при близком содержании тяжелых РЗЭ (28÷50 ppm и 14÷64 ppm, соответственно). Содержание Th = 1-2 ppm, Y = 44÷143 ppm. Некоторые части кристаллов (т 2.1, 3.1, 5.1, 7.1, 8.1 табл.) имеют наиболее низкие Lu/Gd (2.8÷4.4) и высокие Eu/Eu\* = 0.7, свойственные НР-циркону. Поэтому ядра и светлые каймы циркона могут рассматриваться, как результат рекристаллизация гранулитового циркона в условиях эклогитового метаморфизма. По спектрам распределения РЗЭ и содержаниям иттрия и тория цирконы из гранатовых амфиболитов (рис. 16) соответствуют цирконам, образованным в условиях УНР-НР метаморфизма [2, 5]. Конкордантное значение возраста по 10 измерениям (пр.40) - 604±6 млн лет в пределах ошибки совпадает с возрастом полученным по эклогитам и отражает метаморфическое событие в условиях высоких давлений.

**Таблица.** Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконе

Компоненты	Эклогиты (проба 4245)				Гранатовые амфиболиты (проба 40)									
	1.1	4.1	5.1	8.1	2.1	2.2	3.1	5.1	5.2	7.1	8.1	8.2	9.1	9.2
La	1.00	2.72	1.47	1.06	0.08	0.08	0.10	0.10	0.11	0.17	0.12	0.07	0.07	0.19
Ce	41.89	6.47	3.61	10.21	0.75	0.68	0.76	0.76	0.63	0.86	0.77	0.54	0.59	0.63
Pr	0.42	0.73	0.25	0.23	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.02	0.04
Nd	1.87	3.59	1.50	1.20	0.34	0.24	0.25	0.46	0.49	0.86	0.38	0.43	0.27	0.72
Sm	1.77	1.31	0.44	0.19	0.75	0.14	0.38	0.96	0.20	0.88	0.41	0.31	0.41	0.36
Eu	0.23	0.72	0.22	0.04	0.43	0.05	0.16	0.48	0.08	0.38	0.07	0.08	0.24	0.29
Gd	8.73	4.79	2.06	0.46	4.30	1.00	2.13	5.21	1.37	3.72	1.51	0.89	2.15	3.17
Dy	39.05	11.28	5.83	6.16	10.60	5.50	4.19	11.28	6.35	8.21	3.20	3.38	6.26	13.55
Er	100.24	10.50	5.86	20.56	18.24	15.08	4.35	13.46	13.56	8.31	3.56	9.75	11.95	32.01
Yb	227.88	19.81	12.18	41.51	26.13	32.48	8.26	23.18	36.15	14.81	5.22	27.11	22.64	63.27
Lu	37.95	3.64	1.91	7.90	4.69	5.31	0.73	2.80	6.35	2.04	0.82	5.05	3.54	9.09
Li	0.35	2.94	2.04	0.84	1.01	0.37	0.80	1.41	1.50	2.44	1.51	0.13	0.99	1.56
Ca	35.08	1073.20	192.41	1406.22	1.82	2.99	1.11	1.94	3.12	283.66	2.79	2.26	2.16	9.16
Ti	38.58	1224.10	81.87	955.88	2.54	1.91	1.76	2.04	1.97	374.82	2.14	3.22	1.59	3.26
Sr	1.21	4.13	2.07	1.63	0.72	0.72	0.80	0.83	0.68	1.14	0.77	0.79	0.69	0.71
Y	606.34	100.74	50.54	128.17	143.59	89.83	44.07	131.97	87.49	83.54	32.72	54.33	97.59	238.84
Nb	81.70	23.51	24.34	8.43	18.50	8.88	3.36	3.02	8.64	8.25	28.79	16.34	8.10	8.33
Ba	5.27	6.52	24.52	4.56	0.54	1.81	0.81	0.73	1.40	2.39	1.10	1.26	0.90	2.10
Hf	7217.93	7393.92	7147.41	7252.39	7814.26	6079.26	6422.66	7512.43	6458.99	6375.93	7456.74	6756.06	6305.28	6597.48
Th	58.55	2.51	1.54	0.44	2.00	1.68	1.85	1.97	1.30	2.45	2.02	1.43	1.29	1.43
U	126.65	90.07	114.20	1.52	116.84	22.56	121.95	101.61	46.94	75.65	106.07	16.48	59.66	38.66
Th/U	0.46	0.03	0.01	0.29	0.02	0.07	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.09	0.02	0.04
Ce/Ce*	15.6	1.1	1.4	5.0	4.0	4.9	5.1	3.3	2.7	2.5	3.8	2.4	4.2	1.7
Lu <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	35.2	6.2	7.5	140	8.8	43.1	2.8	4.4	37.6	4.4	4.4	45.7	13.3	23.2
Sm <sub>N</sub> /La <sub>N</sub>	2.8	0.8	0.5	0.3	15.9	3.0	5.9	15.3	2.9	8.3	5.1	7.6	9.4	3.1
Eu/Eu*	0.2	0.9	0.7	0.4	0.7	0.4	0.6	0.7	0.5	0.6	0.3	0.4	0.8	0.8
$\Sigma\text{REE}$	461	66	35	90	66	61	21	59	65	40	16	48	48	123

The Baltyrgan subduction eclogite-amphibolite metamorphic complex has been identified on the left bank of the River Chuya in the Biysk-Katun sector of the Kuznetsk-Alatau suture zone, where it builds up several tectonic slabs, lenses and blocks of eclogite-bearing garnet amphibolites, glaucophane-amphibole stilpnomelane schists associated with the ultramafic rocks of the Chaganuzun massif and the metabasalts of the Arydzhan and Balkhash complexes [1]. Predominant garnet amphibolites are typomorphic for the Baltyrgan complex. Eclogites form small inclusions or intercalations in garnet amphibolites at the northeastern exocontact of the Chaganuzun hyperbasic massif.

**Eclogites (sample 4245)** are characterized by the association Grt+Omp+Bar+Ep+Q+Rt.

**Garnet amphibolites (sample 40)** have the type association Grt+Bar+Ep+Ttn and contain minor quantities of quartz, albite, phengite, rutile, winchite and chlorite. Eclogites and possibly garnet amphibolites were produced at a pressure of 13.0÷20.0 kbar and a temperature of 590÷660°C [4].

The age of eclogites, dated by the Ar-Ar method from amphibole [3], was estimated at 627±5 ÷ 636±10 Ma. To more accurately determine the age of the eclogite-amphibolite complex, zircons from the main varieties of its rock constituents were dated.

**Characteristics of zircon and the results of age dating.** Four colourless transparent zircon grains, differing in the degree of recrystallization under eclogite-facies conditions, were revealed in eclogites. The largest zircon grain with dis-



turbed magmatic zonation and a core (Fig.1a) has an age of 1652 Ma and presumably reflects the Late Karelian-Early Riphean age of the protolith rocks of eclogite. It is characterized by magmatic Th/U = 0.46, high REE concentration ( $\Sigma\text{REE} = 461$  ppm), positive Ce anomaly ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 15.6$ ) and negative Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2$ ).

Smaller fragments with relics of sectoral zonation exhibit a heterogeneous structure with a crystallization rim along the periphery. They have low REE concentrations ( $\Sigma\text{REE} = 35\div 90$  ppm, Th/U =  $0.01\div 0.03$ , Th  $1\div 2$  ppm,  $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.1\div 5.0$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.4\div 0.9$ ) typical of metamorphogenetic zircon. They are depleted in HREE with a relatively “flat” distribution pattern (Fig.1a). Hf concentration of  $7147\div 7393$  ppm in both magmatic and metamorphogenetic zircon is commonly stable, indicating that they are basic rocks. Low, unstable ( $50\div 128$  ppm) Y concentration is probably due to the varying degree of zircon recrystallization. The authors understand low-REE zircons as having been produced by eclogite-facies metamorphism dated from three measurements at  $619\pm 13$  Ma (MSWD = 0.034, probability 0.85). The age obtained could have been overestimated because of the presence of a relict.

One type of zircon occurs in garnet amphibolites. Pinkish, transparent, elongate-prismatic idiomorphic crystals,  $80\div 250$   $\mu\text{m}$  in length, Ky =  $2.0\div 3.0$ , prevail. In a cathodoluminescence image, they consist of cores with traces of sectoral zonation and homogeneous shells with the brightest glow in cathodoluminescence. Low Th/U values of  $0.01\div 0.07$  and  $\Sigma\text{REE}$  of  $16\div 66$  ppm (Table) suggest their metamorphic origin. They are more depleted in LREE ( $\Sigma\text{LREE} = 1\div 2$  ppm) than zircon from eclogites ( $\Sigma\text{LREE} = 7\div 14$  ppm) and are similar in HREE concentration ( $28\div 50$  ppm and  $14\div 64$  ppm, respectively). They contain 1-2 ppm Th and  $44\div 143$  ppm Y. Some portions of crystals (points 2.1, 3.1, 5.1, 7.1 and 8.1, Table) have the lowest Lu/Gd ( $2.8\div 4.4$ ) and high  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  of 0.7 typical of HP-zircon. Therefore, the cores and light rims of zircon can be interpreted as the result of the recrystallization of granulite zircon during eclogite-facies metamorphism. Zircons from garnet amphibolites are consistent in REE distribution spectra and yttrium and thorium concentrations (Fig. 16) with zircons produced by UHP-HP metamorphism [2, 5]. The concordant age value  $604\pm 6$  Ma, estimated within the error from 10 measurements (sample 40), coincides with the age obtained for eclogites and is indicative of a high-pressure metamorphic event.

#### Литература - References

1. Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского вулканизма в ЮВ части Горного Алтая. // Палеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск. Изд-во ОИГТМ СО АН СССР. 1991. С. 32-55.
2. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б и др. U-Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру Ваара, Беломорский пояс). ДАН, 2010, Т. 432, №5, С. 668-675.
3. Dobretsov N.L., Buslov M.M. Serpentinic mélanges associated with HP and UHP rocks in Central Asia // International Geol. Rev. 2004. V. 46. N 11. P. 957-980.
4. Ota T., Buslov M. M., and Watanabe T. Metamorphic Evolution of Late Precambrian Eclogites and Associated Metabasites, Gorny Altai, Southern Russia // International Geol. Rev. 2002. V. 44. N 9. P. 837-858.
5. Rubatto D., Hermann J. Zircon behaviour in deeply subducted rocks // Elements. 2007.

### ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОЯСА ПРИБАЛТИКИ И БЕЛАРУСИ – АНАЛОГ ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА?

Богданова С. В.<sup>1</sup>, Скридлаите Г.<sup>2</sup>, Таран Л. Н.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт, Лундский Университет, Лунд, Швеция, Svetlana.Bogdanova@geol.lu.se

<sup>2</sup> Институт Геологии и Географии, Природоведческий научный центр, Вильнюс, Литва

<sup>3</sup> БЕЛНИГРИ, Минск, Беларусь

### ARE THE PALEOPROTEROZOIC BALTIC-BELARUS BELTS EQUIVALENTS OF THE LAPLAND-KOLA COLLISIONAL OROGEN?

Bogdanova S.V.<sup>1</sup>, Skridlaite G.<sup>2</sup>, Taran L. N.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Department of Earth and Ecosystems, Lund University, Lund, Sweden, Svetlana.Bogdanova@geol.lu.se

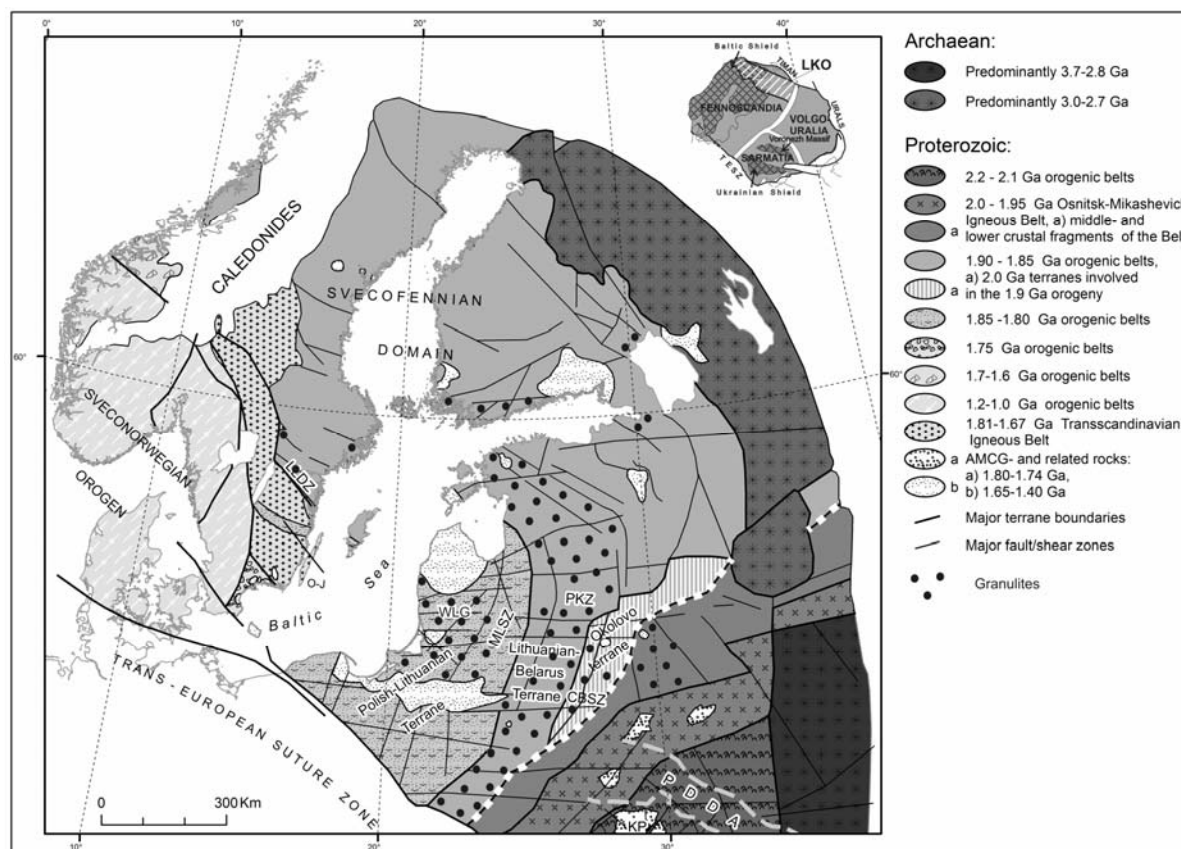
<sup>2</sup> Institute of Geology and Geography, Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania

<sup>3</sup> BELNIGRI, Minsk, Belarus

В связи с палеотектоническими реконструкциями и тектоническим районированием раннедокембрийской коры ВЕК особый интерес представляют пояса высокометаморфизованных пород в Беларуси, Польше и

Прибалтике. В недавних публикациях [1 и ссылки], М.В. Минц отнес их к единому «Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийскому» внутриконтинентальному коллизионному орогену возраста 1.93-1.7 млрд. лет. По нашему мнению, выделение этого пояса не соответствует фактическим данным о возрасте и РТ эволюции гранулитов и других высокоградиентных пород на западе ВЕК.

Что касается *террейнов и метаморфических поясов в фундаменте между Балтийским и Украинским щитами*, то многими исследованиями были доказаны палеопротерозойский возраст и ювенильный состав коры в Прибалтийско-Беларусском регионе, как прямое продолжение Свекофеннского домена Финляндии и Швеции, т. е. принадлежность Фенноскандийскому литосферному сегменту (Фенноскандии) ВЕК [2;3]. Этими исследованиями была также установлена Центрально-Беларусская сутурная зона, разделяющая Фенноскандию и Сарматия.



**Рис. 1.** Тектоническое районирование раннедокембрийской коры в западной части Восточно-Европейского кратона (по [2] с дополнениями).

Сокращения: CBSZ- Центрально-Белорусская сутурная зона, KP – Коростеньский плутон, LKO (врезка) – Лапландско-Кольский ороген; LLDZ – Лофтахаммар-Линчепинг зона деформаций; O-J - Оскаршамн -Ёнчепинг пояса; PDDA - Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген; PKZ – Полоцко-Курземская зона; WLГ – Западно-Литовский домен.

**Fig. 1.** Tectonic subdivisions of the crystalline crust in the western part of the East European Craton (modified after [2]).

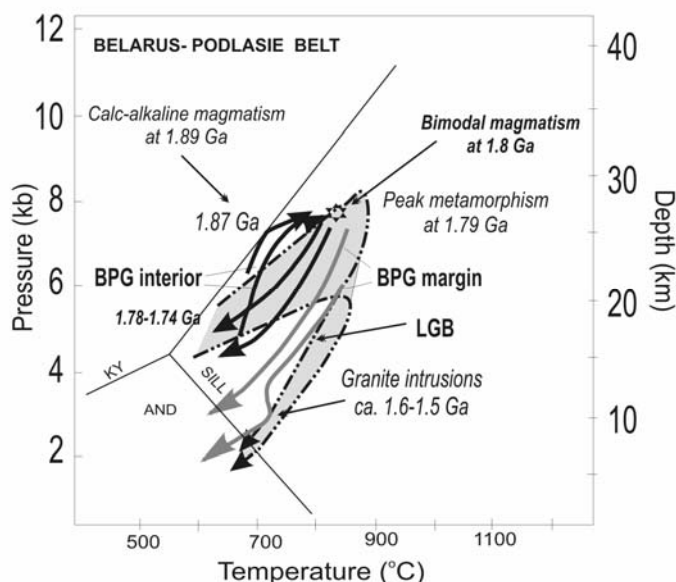
Abbreviations are: CBSZ – the Central Belarus Suture zone, KP – Korosten Pluton, LKO (in inset) - Lapland-Kola orogen, LLDZ - Loftahammar-Linkoping deformation zone, O-J - Oskarshamn-Enköping belt, PDDA – Pripyat-Dniepr-Donets Aulacogen, PKZ – Polotsk-Kurzeme zone, WLГ – West Lithuanian domain.

Гранулиты Фенноскандии в Прибалтийско-Беларусском регионе слагают серию поясов, перемежающихся с поясами пород амфиболитовой фации (рис. 1). Они участвуют в строении средней и нижней коры террейнов различного возраста: 2.0-1.90 млрд. лет (Околово-Рудьянский террейн), 1.89-1.85 млрд. лет (Литовско-Беларусский, Южно-Эстонский и Северо-Эстонский террейны), 1.84-1.82 млрд. лет (Польско-Литовский террейн). Формирование террейнов было многостадийным в течение локальных аккреционных событий сжатия и растяжения, также



как и во всем Свектофенском домене. Там предполагается несколько таких орогенных событий до главной коллизионной орогении между 1.82 и 1.80 млрд. лет (ср. Lahtinen et al. 2005). Этот последний период совпадает с образованием палеопротерозойского суперконтинента Колумбия/Нуна, и с начальной стадией косо коллизии Фенноскандии и Волго-Сарматии, приведшей к формированию ЕЕС как единого целого. Структурная организация прибалтийско-беларусских поясов и соподчиненность зоне сочленения этих сегментов (рис. 1) указывают на коллизию в условиях правостороннего сдвига. Метаморфические циркон, монацит и амфибол гранулитов, бластомилолитов из разделяющих прибалтийско-беларусские пояса разломов, а также возраст ассоциирующих интрузий датируют «поясовую» структуру как сложившуюся около 1.8-1.7 млрд. лет. Она активизировалась вплоть до 1.53 млрд. лет в связи с готской и данополонской орогениями на юго-западе БЕК [4].

Гранулиты прибалтийско-беларусских поясов были образованы при различных тектоно-термальных режимах. Глиноземистые метасадочные, кальций-содержащие метавулканогенные и мафические гранулиты Околовского и Беларуско-Подляского пояса, включая Рудьянский пояс, зафиксировали прогрессивную стадию метаморфизма, выраженную в переходе от амфиболитовой фации к гранулитовой с РТ параметрами от 725°C при 8 – 8.5 кбар до 840°C при 10-10.5 кбар [2]. При этом пиковые значения были достигнуты в разное время около 1.9 и 1.79 млрд. лет, а ретроградные тренды в большинстве случаев осложнены ступенями повышения температуры и изобарическим охлаждением за счет магматической активности в периоды около 1.8, 1.7 и 1.6-1.5 млрд. лет (рис. 2).



**Рис. 2.** Сравнение РТ временных трендов метаморфизма пород Беларуско-Подляского пояса и Лапландского гранулитового пояса [5]. Для последнего показаны РТ тренды верхних и нижних покровов; вся эволюция этого пояса произошла между 1910 и 1886 млн. лет.

**Fig. 2.** Comparison of PTt paths of metamorphism in the Belarus-Podlasie granulite belt and in the Lapland granulite belt [5]. PT paths of the upper and lower parts of the latter belt are shown; the whole evolution took place between 1910 and 1886 Ma.

Это особенно характерно для гранулитовых комплексов Западной Литвы [4], тогда как эстонские гранулиты (800°C при 5-6 кбар) выделяются ярко выраженными изобарическими трендами между 1.85 и 1.73 млрд. лет [3].

В этом смысле, метаморфическая эволюция прибалтийско-беларусских и лапландских гранулитовых комплексов [5] различалась существенно:

1. Гранулиты прибалтийско-беларусских поясов формировались многостадийно (1.9; 1.85 и 1.80 млрд лет) как в течение аккреционной орогении, так и в связи главной коллизией около 1.82–1.80 млрд. лет. Между 1.7 и 1.5 млрд. лет образование гранулитов повышенных Т/Р происходило в ассоциации с интенсивным магматизмом внутри долго-живущей юго-западной (в современных координатах) активной континентальной окраины БЕК. Примечательно, что настоящие эколгиты до сих пор не были найдены в всем регионе.

2. В отличие от них, довольно коротко-живущий (1.93-1.88 млрд. лет) Лапландско-Кольский ороген возник в результате столкновения кольских и беломорско-карельских архейских блоков и раннепротерозойских поясов Фенноскандии с блоками Лаврентии и Гренландии на ранних стадиях образования суперконтинента Колумбия. Гранулиты этого орогена характеризуются изотермическими РТ трендами (против и по часовой стрелке) в соответствии с эволюцией типичных покровно-надвиговых орогенов.

Таким образом, мы не видим причин для объединения прибалтийско-беларусских поясов с Лапландско-Кольским орогеном в единый интракратонный коллизионный пояс, окружающий Карельский кратон и Свекто-

феннский домен. Существует также достаточно данных позволяющих утверждать, что Лапландско-Кольский ороген «обрывается» на крайнем юго-востоке Фенноскандии зоной коллизии между Фенноскандией и Волго-Сарматией с перекрывающим ее Среднерусским авлакогеном возраста около 1.0 млрд. лет. Лапландско-Кольский ороген, судя по всему, не продолжается на юго-запад, однако его сорванные и смещенные фрагменты могут присутствовать внутри Среднерусского коллизионного пояса возраста 1.8-1.7 млрд. лет.

Belts of high-grade rocks in the crystalline basement of the Baltic States, Belarus and Poland are of particular interest with regard to geodynamic reconstructions and the tectonic subdivision of the early Precambrian crust in the East European Craton (EEC). In recent publications [1 and other named therein], M. V. Mints refers all of them to a single 1.93-1.7 Ga continuous “Lapland-Central Russian- South Baltic” intracontinental collisional orogen. As we discuss below, the proposal of such a belt, however, disagrees with the available age- and PT- data of the granulites and other high-grade rocks in the western part of the EEC.

*As far as the terranes and metamorphic belts in the region between the Baltic and Ukrainian Shield are concerned*, much research has by now proved a Paleoproterozoic age and juvenile origin of that crust, and its direct continuation into the Svecofennian domain of Finland and Sweden. Thus it clearly belongs to the Fennoscandia lithospheric segment of the EEC [2, 3]. Recent EUROBRIDGE work has also demonstrated the existence of the Central Belarus Suture Zone that separates Fennoscandia from Sarmatia.

The Fennoscandian granulites in the Baltic-Belarus region form several belts alternating with belts of amphibolite facies rocks (Fig. 1). They compose the middle and lower crust in the Paleoproterozoic terranes of different ages. These are: the 2.0-1.90 Ga (Okolovo (-Rudma) terrane, the 1.89-1.85 Ga the Lithuanian-Belarus, North- and South Estonian terranes, and the 1.84-1.82 Ga Polish-Lithuanian terrane. The development of all these terranes comprised a number of accretionary compressional and extensional events like in the Svecofennian domain, where there were several orogenic stages prior to the major collisional orogeny at 1.82-1.80 Ga (cf. Lahtinen et al. 2005). The latter period coincides with the final assembly of the Paleoproterozoic Columbia/Nuna supercontinent and with the initial stage of the oblique collision between Fennoscandia and Volgo-Sarmatia, which formed the EEC as an entity. The arrangement of the arc-like Baltic-Belarus belts along the suture zone between these segments indicates their development during dextral movements.

The ages of metamorphic zircon, monazite and amphibole from intrusions, granulites and mylonites along the deformation zones separating the various Baltic-Belarus belts date their final formation to between 1.8 and 1.7 Ga. Later structural complications at 1.7-1.5 Ga were related to the Gothian and Danopolonian orogenies in the southwestern EEC [4].

*The granulites of the Baltic-Belarus belts* were formed in different tectonothermal regimes. High-Al meta-sedimentary, Ca-bearing metavolcanic and mafic granulites from the Okolovo-Rudma and Belarus-Podlasie belts have recorded prograde stages of metamorphism from amphibolite to granulite facies at 725°C and 8 – 8.5 kbar up to 840°C and 10-10.5 kbar [2]. The peak values were reached at different times at 1.9 and 1.79 Ga, and the retrograde paths went through several stages of increasing temperatures and steps of isobaric cooling due to magmatic activity at 1.8, 1.7 and 1.6-1.5 Ga (Fig. 2). Such multistage retrograde development affected particularly the granulites in western Lithuania [4], while the Estonian granulites with peak limits of 800°C at 5-6 kbar differ from the others by their strictly isobaric retrograde evolution between 1.85 and 1.73 Ga [3].

In this manner, the metamorphic evolution of the Baltic-Belarus high-grade rocks differed markedly from that of the Lapland Granulite belt [5]. In particular:

1. The rocks of the Baltic-Belarus belts reached granulite facies conditions at ca. 1.9; 1.85 and 1.80 Ga during various accretionary tectonothermal events and, finally, during the 1.82-1.80 Ga major collisional orogeny. Later, at ca. 1.7 and 1.5 Ga, high-T/P granulites were formed during the periods of intense magmatism within the long-lived active continental margin of the presently southwestern EEC. Notably, no real eclogites have been found in the entire region.

2. Under very different conditions, the rather short-lived (1.93-1.88 Ga) Lapland-Kola collisional orogen in NE Fennoscandia was initiated by collision of the Archean Karelian-Belomorian and Kola microcontinents and the Paleoproterozoic belts of Fennoscandia, with continental blocks of Laurentia and Greenland. This happened during the earliest (NENA) stage of the Columbia amalgamation. The granulites of this orogen feature isothermal clockwise and counter-clockwise PT trends typical of the evolution of fold-and-thrust belts. The collisional and postcollisional fault zones of the Lapland-Kola orogen were later involved into deformation along with the EEC formation between 1.8 and 1.7 Ga.

In summary, we cannot see any reason to accept the proposal of a previously unknown intracratonic collisional belt, which encircles the Karelian craton and includes the Baltic-Belarus part of the Svecofennian domain. Moreover, there exists ample evidence to suggest that the Lapland-Kola orogen terminates in southeasternmost Fennoscandia at



the edge of the 1.8-1.7 Ga collisional suture zone between Fennoscandia and Volgo-Sarmatia, which subsequently became the site of the ca. 1.0 Ga Central Russian aulacogen. Thus, the Lapland-Kola orogen does not continue to the southwest. However, its detached and displaced fragments can well be present within the Central Russian suture zone.

*This is a contribution to the project "Precambrian rock provinces and active tectonic boundaries across the Baltic Sea and in adjacent areas" of the Visby Programme (the Swedish Institute).*

#### Литература – References

1. Минц М.В. Объемная тектоника раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: синтез региональных геолого-геофизических данных и результаты интерпретации картин сейсмических отражений вдоль региональных геотравесов Тез. // Современное состояние наук о Земле / 2011 – М.: МГУ. - С. 1264-1269.
2. Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // European Lithosphere Dynamics, Geological Society, London, Memoirs, 32, 2006. P. 599-628.
3. Puura V., Hints R., Huhma H., Klein V., Konsa M., Kuldkepp R., Mänttäri I., Soesoo A. Svecofennian metamorphic zones in the basement of Estonia. // Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology. 2004. V. 53. N 3. pp. 190-209.
4. Skridlaite G., Bogdanova S., and Baginski B. Multistage granulitic metamorphism in the crystalline basement of Lithuania, western East European Craton // Granulites and Eclogites/. Petrozavodsk. 2011. this volume. C.
5. Tuisku P., Mikkola P., Huhma H. Evolution of Migmatitic Granulite Complexes: implications from Lapland Granulite Belt, Part I: metamorphic geology // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2006. V. 78. N 1-2. P. 71-105.

## ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫЕ ПОЯСА КАК ВАЖНЫЕ ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Божко Н.А.

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, bozhko@yandex.ru

## HIGH-PRESSURE GRANULITE-GNEISSIC BELTS AS IMPORTANT SUBJECTS OF THE PALEOTECTONIC ANALYSIS

Bozhko N.A

Geological Faculty of the M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, bozhko@yandex.ru

Высокобарические гранулит-гнейсовые пояса (ВБГП) – протяженные зоны, сложенные высокобарическими полициклическими комплексами гранулитовой и высокой степени амфиболитовой фации, со значительным участием переработанных пород, обладающие сложной покровно-надвиговой структурой и проявляющие в течение всей своей эволюции в том или ином виде эндогенную активность.

В строении ВБГП принимают участие преимущественно гнейсы кварц-полевошпатового состава и амфиболиты. Супракрустальные породы представлены, в основном, метакластитами и метапелитами с подчиненным количеством других осадочных и вулканических пород. Характерно присутствие расслоенных основных интрузий, анортозитов, чарнокитов и гранитоидов. По возрасту последнего гранулитового метаморфизма выделяются архейско-палеопротерозойские (Лимпопо, Джугджуро-Становой, Беломорско-Лапландский, Транссеверокитайский и др.), мезопротерозойские (Восточно-Гатский, Гренвильский, Намаквейский, Масгрейв-Олбени Фрезер, Свеконорвежский и др.), неопротерозойские (Мозамбикский, Рибейра, Ливийско-Нигерийский и др.), фанерозойские (Молданубикум и др.).

Рассматриваемые гранулитовые пояса представляют собой индикаторы палеогеодинамических обстановок наравне с офиолитовыми сутурами, субдукционными и коллизионными магматитами и другими структурно-вещественными литогеодинамическими комплексами. Это следует из их тектонической природы, устанавливаемой на основании структурных данных и результатов физико-математического моделирования.

Высокобарические гранулиты данных поясов формируются в результате кратковременных тектонических событий и развития одноактного метаморфизма в компрессионном синкинематическом режиме при давлениях от 8 до 15 кбар и выше и температурах от 700 до 950 градусов Цельсия, с характерными почти изотермальными декомпрессионными РТ трендами по часовой стрелке, принадлежащим комплексам сформированным в результате тектонического переутолщения коры.

В настоящее время для образования ВБГП почти общепринятой является коллизионная модель гималайского типа. Она предполагает тектоническое сжатие и переутолщение коры вплоть до сдвигания ее мощности в ходе континентальной коллизии, сопровождающееся гранулитовым метаморфизмом с последующей относительно быстрой эксгумацией гранулитов, в условиях утонения коры за счет эрозии и тектонической денудации. Указанная модель согласуется с коллизионным характером внутренней структуры гранулитовых поясов, представляющей обычно нагромождение тектонических покровов. Она достаточно полно исследована теоретически с использованием одномерного и двухмерного физико-математического моделирования и расчета теоретических *РТ* трендов эволюции пород [2, 3].

Таким образом, данные пояса являются индикаторами межконтинентальных коллизий. Использование ВБГП в палеотектоническом анализе может быть столь же продуктивным как и обращение к другим структурно-вещественным комплексам–индикаторам геодинамических обстановок.

Так, изучение ВБГП обнаруживает важные черты унаследованности в ходе глобальных тектонических процессов. Как правило, в пределах одного пояса отмечается присутствие нескольких разновозрастных гранулитовых комплексов. По данным разных авторов, чьи имена приводятся в докладе, в Атлантическом поясе Южной Америки гранулитовый метаморфизм фиксируется на уровнях около 2900 млн лет, 2600 млн лет и 2000 млн лет; в поясе Лимпопо–3100 млн лет, 2600 млн лет и 2000 млн лет; в Мозамбикском поясе–2600 млн лет, 2000 млн лет, 1000 млн лет и 650 млн лет; поясе Рибейра–2000 млн лет и 600 млн лет; в Транссеверокитайском поясе–2500 млн лет и 1850 млн лет; в Восточно-Гатском поясе–3000 млн лет 1650 млн лет 1000 млн лет и 600 млн лет; в Гренвильском–2600 млн лет 1650 млн лет 1000 млн лет и палеозое; в поясе Мод–1000 млн лет и 535 млн лет; в Беломорско-Лапландском–2600 млн лет, 2400 млн лет и 1950 млн лет; в поясе Намаква-Натали–1850 млн лет, 1400 млн лет и 1000 млн лет; в Джугджуро-Становом поясе– 2850 млн лет, 2600 млн лет и 1900 млн лет; в поясе Аранта – Масгрейв– 1745 млн лет 1160 млн лет и 550 млн лет; в Камерунском поясе–2900 млн лет, 2050 млн лет и 600 млн лет; в европейских варисцидах–200 млн лет, 600 млн лет и 340 млн лет. Исходя из вышеуказанной природы ВБГП, можно предположить, что такие пояса испытывали неоднократные межконтинентальные коллизии, а следовательно и предшествующие им океанические раскрытия, т.е. в каждом из них имело место проявление нескольких циклов Вильсона. Иными словами, ВБГП являлись аренами неоднократного раскрытия и закрытия молодых океанов в стиле аккордеонной тектоники (1). Вместе с тем, в любом конкретном поясе этот процесс не был непрерывным, этапы гранулитового метаморфизма здесь чередовались с этапами его отсутствия.

Существенную роль приобретает исследование ВБГП для решения проблем суперконтинентов и суперконтинентальной цикличности. Есть основания связывать периодическое проявление тектонической активности в этих поясах с суперконтинентальными циклами, учитывая пространственную приуроченность их к краям современных молодых океанов, возникших в результате распада Пангеи, положение на палеореконструкциях суперконтинентов а также продолжительность интервалов между проявлениями гранулитового коллизионного метаморфизма, близкой к суперконтинентальному циклу. Распад и сборка суперконтинентов, по видимому проходили вдоль гранулитово-гнейсовых поясов и в прошлом, учитывая показанную приуроченность к ним циклов Вильсона. Характерно, что ВБГП, не вовлеченные в определенном суперконтинентальном цикле в эти процессы и не испытывавшие гранулитовый метаморфизм, проявляли свою тектоническую активность в виде континентального рифтинга, тектоно-термальной переработки, внутриплитных деформаций и магматизма. Так, в рифее вдоль части Беломорско-Лапландского пояса развивалась Беломорская рифтовая система, а в палеозое формировалась щелочная магматическая провинция; палеозойские рифты Карру приурочены к поясу Лимпопо; Джугджуро-Становой пояс испытал мезозойскую активизацию и т.д. Таким образом, эти пояса являются перманентно-мобильными, периодически проявляя в течение всей своей эволюции разнотипную эндогенную активность. В различных суперконтинентальных циклах определенная часть таких поясов предопределяла распад и сборку суперконтинентов, тогда как другая часть испытывала континентальный рифтинг, или тектоно-термальную переработку в виде гранитоидного магматизма, ретроградного метаморфизма и наложенных деформаций.

Существование подобных унаследованных полициклических поясов как структур контролирующих проявления циклов Вильсона в истории Земли, указывает на упорядоченный характер глобального структурного плана в рамках которого протекают плитно-тектонические процессы. Оно противоречит представлениям о беспорядочной перетасовке фрагментов континентальной коры в процессе раскрытий и закрытий древних океанов, при формировании и распаде суперконтинентов.

Указанные примеры исследования высокобарических гранулитов-гнейсовых поясов показывают перспективность их использования в качестве инструмента палеотектонического анализа.

High-pressure granulite-gneissic belts (HPGGB)—the extended zones composed of polycyclic high-pressure metamorphic rocks formed at conditions from high- grade amphibolite to granulite facies with considerable participation of the reworked rocks, showing complex thrust structure and endogenic activity during all evolution.

Rocks of these belts are mainly represented by quartz + feldspar gneisses and amphibolites. Metaclastites and metapelites are presented with the subordinated quantity of other sedimentary and volcanic rocks. Presence of layered intrusions, charnokites, anorthosites and granitoides is characteristic as well. On age of the last granulite metamorphism Archean- Paleoproterozoic (Limpopo, Dzhugdzhuro-Stanovoj, Belomorsko-Lapland, Trans North China , etc), Mezoproterozoic (East-Ghats, Grenvilian, Namaqua, Masgrave – Olbeny Frazer, Svekonorwegian, etc.), Neoproterozoic (Mozambiquan, Ribejra, etc.) and Phanerozoic (Moldanubicum etc) belts are recognized. .

**These belts could be considered as indicators of paleogeodynamic conditions on a level with ophiolite sutures, subduction and collisional igneous rocks, and others lithogeodynamic complexes.** It follows from their tectonic nature established on the basis of the structural data and results of physical- mathematical modelling.

High-pressure granulites of the given belts are formed as a result of short-term tectonic events and development of one-act metamorphism in compressional syncollisional mode at pressure from 8 to 15 кбар and above and temperatures from 700 to 950°C, with characteristic clockwise near-isothermal decompressional *PT* paths, belonging to complexes generated as a result of a tectonic thickening of a crust.

Now for formation of HPGGB the collisional model of the Himalayan type is almost universally accepted. It assumes tectonic stacking and thickening of the Earth crust up to doubling of its thickness during a continental collision, accompanied by granulite metamorphism with the subsequent fast exhumation of granulites under conditions of thinning of the crust due to erosion and tectonic denudation. This model conforms with a collisional character of internal structure of the granulite belts, representing usually a heap of tectonic nappes. It is enough investigated theoretically with use of one-dimensional and two-dimensional physical and mathematical modelling and calculation of theoretical *PT* paths of rocks evolution [2,3].

Thus, the given belts are indicators of intercontinental collisions Their use for a paleotectonic analysis can be so productive as well as operations with other indicators of geodynamic conditions.

So, studying of HPGGB finds out the important lines of inheritance during global tectonic processes. As a rule, within one belt presence of several various-age granulite complexes is marked. According to the different authors mentioned in the report, in the Atlantic belt of the South America high pressure granulite metamorphism is fixed at levels about 2900 Ma, 2600 Ma and 2000 Ma; in the Limpopo belt -3100 Ma, 2600 Ma and 2000 Ma; in the Mozambiquan belt-2600 Ma, 2000 Ma, 1000 Ma and 650 Ma; in the Ribeira belt -2000 Ma and 600 Ma; in the Trans North China belt-2500 Ma and 1850 Ma; in the East-Ghats belt-3000 Ma, 1650 Ma, 1000 Ma and 600 Ma; in the Grenvilian belt-2600 Ma, 1650 Ma, 1000 Ma and Pz; in the belt of the Mod-1000 Ma and 535 Ma; in the Belomorsko-Lapland belt-2600 Ma , 2400 Ma and 1950 Ma; in the Namaqua-Natal belt -1850 Ma, 1400 Ma and 1000 Ma; in the Dzhugdzhuro-Stanovoy belt - 2850 Ma, 2600 Ma and 1900 Ma; in the Arunta – Masgrave belt - 1740 Ma, 1160 Ma and 550 Ma; in the Camerunian belt-2900 Ma, 2050 Ma and 600 Ma; in European Variscides-2000 Ma, 600 Ma and 340 Ma. Proceeding from the above-stated nature of HPGGB, it is possible to assume that such belts underwent numerous intercontinental collisions, and consequently oceanic openings preceded them as well, i.e. display of several cycles of Wilson in each belt. In other words, HPGGB were arenas of numerous display of opening and closing of young oceans in style of accordion tectonics (1). At the same time, this process was not continuous in the each individual belt where epochs of granulite metamorphism alternated with epochs of its absence. .

The belts under consideration have increased in importance with for research of supercontinents and supercontinental cyclicity. There are bases to connect periodic display of tectonic activity in these belts with supercontinental cycles, considering spatial location of these belts to edges of young oceans formed as a result of the break up of the Pangea, their position on reconstructions of supercontinents and also duration of intervals between displays of collisional granulite metamorphism close to a supercontinental cycle. It seems that HPGGB controlled break ups and assemblages of ancient supercontinents as well, considering shown above their association with Wilson's cycles. It is characteristic that HPGGB not involved at a certain stage in these processes and not underwent granulite metamorphism, showed the tectonic activity in the form of continental rifting, tectono-thermal reworking, intraplate deformations and magmatism. So, in the Riphean along a part of a Belomorsko-Lapland belt the Belomorsky rift developed and in the Paleozoic the alkaline magmatic province was formed; paleozoic Karro rifts are located in the Limpopo belt; the Dzhugdzhuro-Stanovoj belt has underwent mezozoic activation. Thus, these belts are permanent-mobile, periodically showing various endogenic activity during a whole evolution. In various supercontinental cycles a certain number of such belts predetermined breaks up and assemblages of supercontinents, whereas other part underwent continental rifting, or tectono-thermal reworking in the form of a granitic magmatism, retrograde metamorphism and superimposed deformations.



Existence of the similar inherited polycyclic belts as structures which control Wilson cycles in the history of the Earth, shows the ordered character of the global structural plan in which frameworks proceed plate-tectonic processes. It contradicts ideas about a chaotic reshuffle of fragments of a continental crust in the course of breaks up and formations of supercontinents.

The specified examples of studying of high-pressure granulite-gneissic belts show considerable promise of their use as the tool for the paleotectonic analysis.

#### Литература – References

1. Божко Н.А. Высокобарические гранулиты – гнейсовые пояса, аккордеонная тектоника и упорядоченный структурный план Земли. Материалы XIV Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия: Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. С. Петербург. 2007 г. С.52-54.
2. England, P.C. & Thompson, A.B. (1984). Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology* 25, 894–928.
3. Henry P., Le Pishon X., Goffe B. Kinematics, thermal and petrological model of the Himalayas: constraints related to metamorphism within the underthrust Indian crust and topographic elevation. *Tectonophysics*. 1997. V.273. P.31-56.

### ГРАНУЛОМЕТРИЯ ОБЛОМОЧНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ НЕОАРХЕЙСКОГО ОНЕЖСКОГО ГРАНУЛИТ-ЭНДЕРБИТ-ЧАРНОКИТОВОГО КОМПЛЕКСА

*Бурдюк Е.В.*

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, evburdyukh@yandex.ru

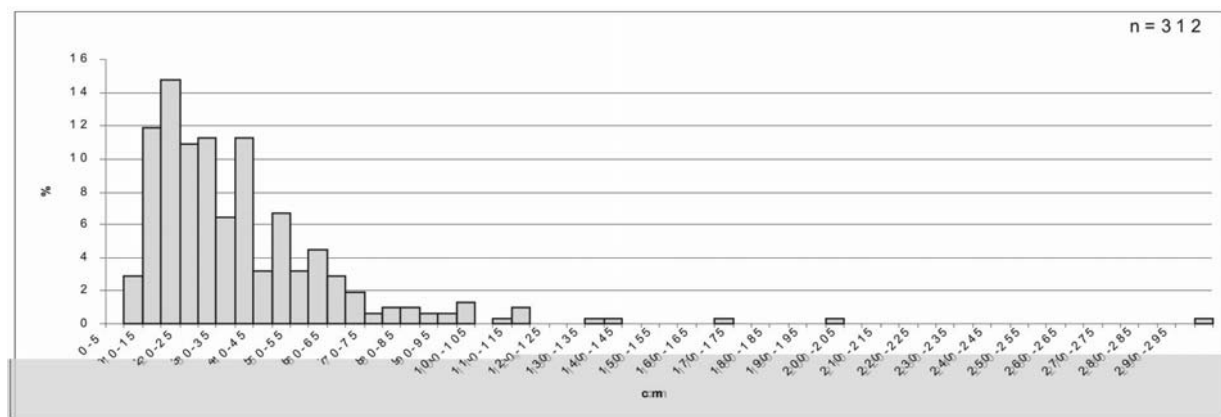
### SIZE DISTRIBUTION OF FRAGMENTS IN NEOARCHAEAN ONEGO GRANULITE-ENDERBITE-CHARNOCKITE COMPLEX

*Burdyukh E.V.*

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, evburdyukh@yandex.ru

Породы Онежского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса прослеживаются вдоль западного побережья Онежского озера – от о. Гурий и мыса Толстый на юг до широты островов Гольцы – Михайловец на севере [2]. На севере и северо-востоке они граничат с гранитами Тубозерского и одноименного Онежского комплексов соответственно.

Преобладающими породами массива являются чарнокиты [3], преимущественно слагающие центральную его часть (мысы Карицкие Носы, Перий Нос) [2]. При удалении от центра в северном и южном направлениях чарнокиты постепенно сменяются чарноэндербитами, эндербитами.



**Рис. 1.** Распределение по длине ксенолитов северной краевой области Онежского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса (n – величина выборки)

В пределах массива встречаются многочисленные реликты более древних тоналитов, подвергнутых эндербитизации [2] и основных гранулитов. Возраст комплекса оценивается в  $2739 \pm 17$  млн. лет (Слабунов и др., данный сборник).

Существует две гипотезы образования данного комплекса:

1. В результате метасоматической и палингенной переработки [2] тоналитового субстрата.
2. В результате внедрения гранитоидной магмы на уровне РТ-параметров гранулитовой фации [3] в гетерогенную раму.

Наличие включений в породах Онежского массива позволило применить гранулометрический анализ для проверки гипотез его формирования.

В случае справедливости первой гипотезы реликты более древних пород после образования не подвергаются активной сепарации, следовательно, распределение их по величине должно иметь близкий к логнормальному характер [1].

Во втором случае обломки активно взаимодействуют со средой, что должно отразиться в отклонении закона их распределения от логнормального [1]. Кроме того, для того чтобы при попадании в магматическую камеру ксенолиты с плотностью большей плотности расплава через некоторый промежуток времени меньший, чем время остывания интрузии, не осели на дно камеры, а лёгкие не всплыли на поверхность необходимо наличие препятствующих этому конвективных потоков. При этом в данном сечении потока будут преобладать ксенолиты, движущиеся с одинаковой скоростью. Следовательно, для них должна выполняться следующая пропорция [4]:

$$\frac{\Delta \rho_1}{\Delta \rho_2} = \frac{\rho_1 - \rho_{liq}}{\rho_2 - \rho_{liq}} = \frac{r_2^2}{r_1^2} \quad (1),$$

где  $\rho_1, \rho_2$  - плотности ксенолитов состава 1 и 2 соответственно,  $r_1, r_2$  - радиусы ксенолитов состава 1 и 2 соответственно,  $\rho_{liq}$  - плотность жидкости

Равенство (1) может служить критерием проверки наличия конвективного движения магмы, сопровождающегося плотностной сепарацией обломков, что возможно в условиях магматической камеры. Следовательно, выполнение данного равенства указывает на справедливость второй гипотезы образования Онежского комплекса эндербитов-чарнокитов. И соответственно его не соблюдение является косвенным подтверждением первой гипотезы.

Гранулометрический анализ включений проводился в северной части массива (м. Чёрный). Измерения величины обломков производились в обнажениях с помощью линейки с точностью до 1 см. Измерялись длина (наибольший размер) и ширина.

Распределение обломков по длине имеет логнормальный характер (рис.1), что подтверждается проверкой по критерию Пирсона при стандартном уровне значимости  $\alpha = 0.05$ .

Помимо этого были проведены вычисления, которые показали, что равенство (1) для Онежского комплекса не выполняется

$$\frac{\Delta \rho_1}{\Delta \rho_2} = \frac{\rho_{maf.granulite} - \rho_{liq}}{\rho_{gneiss} - \rho_{liq}} = 2.00 \neq \frac{r_{gneiss}^2}{r_{maf.granulite}^2} \approx 1.47, \quad (2)$$

где  $\rho_{liq} = 2.5 \text{ г/см}^3$  - плотность жидкости эндербитового состава [5].

Таким образом полученные результаты указывают на отсутствие плотностной сепарации обломков, что в свою очередь делает предпочтительной первую гипотезу формирования массива.

**Таблица 1.** Линейные размеры и плотности ксенолитов.

Petrographic composition of xenolith	Quantity of measurements	Average length (a) cm	Average width (b) cm	Average radius ( $r=(a+b)/4$ ) cm	Density ( $\rho$ ) g/cm <sup>3</sup>
Mafic granulite and amphibolite (metagranulites)	210	38.4	19.2	14.4	2.9
Gneiss	102	45.7	24.1	17.5	2.7

Отсутствие сепарации по плотности и логнормальный закон распределения по величине отмечены для обломков эклогитового и амфиболитового составов Гридинского меланжа Беломорского подвижного пояса [1]. Изучение же включений (ксенолитов) в Онежском комплексе гранитов в районе губы Глубокая Кара Онежского озера показало, что для них равенство (1), выполняется с высокой точностью [1] и, соответственно, данный массив, скорее всего, имеют интрузивное происхождение.



Автор выражает благодарность Нестеровой Н.С. и Громову И.В. (ИГ КарНЦ РАН) за любезно предоставленные полевые данные.

#### Литература – References

1. Бурдюх Е.В. Гранулометрический метод изучения интрузивов и тектонитов (на примере архейских комплексов Фенноскандинавского щита)
2. Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. 1989. 162 с.
3. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
4. Слабунов А.И. Ксенолиты как индикаторы движения вещества в магматической камере (на примере архейского батолита Северной Карелии, Балтийский щит) // Геохимия. 1995. №10. С. 1506-1511
2. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир. 1969. 544 с.

### ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ, РАССЧИТАННЫЕ ДЛЯ СОСТАВОВ БАЗАЛЬТОВ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ: ПЕРЕОЦЕНКА ЭВОЛЮЦИИ МЕТАМОРФИЗМА ЛАВСОНИТОВЫХ ЭКЛОГИТОВ

Вей Ч. Дж.<sup>1</sup>, Кларк Дж. Л.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ведущая лаборатория орогенных поясов и эволюции коры МОЭ, Школа наук о Земле и космосе,  
Пекинский университет, Пекин, Китай, cjwei@pku.edu.cn

<sup>2</sup> Школа геонаук, Сиднейский университет, Австралия

### CALCULATED PHASE EQUILIBRIA FOR MORB COMPOSITIONS: A REAPPRAISAL OF THE METAMORPHIC EVOLUTION OF LAWSONITE ECLOGITE

Wei C. J.<sup>1</sup>, Clarke G. L.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> MOE Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, China, cjwei@pku.edu.cn

<sup>2</sup> School of Geosciences, University of Sydney, Australia

Псевдосечения, рассчитанные с помощью программы THERMOCALC, позволяют предположить, что лавсонитсодержащие равновесия, включая эклогит, широко распространены в субдуцированной океанической коре, находящейся в прохладных, водонасыщенных условиях. Для условий глаукофан-лавсонитовой фации эклогитов (500–600°C and 18–28 kbar) можно предположить, что составы базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) в системе NCKMnFMASHO содержат глаукофан, гранат, омфациит, лавсонит, фенгит и кварц, причем хлорит, образовавшийся при более низкой температуре, а тальк – при более высокой. В этих ассоциациях содержание пиропы в гранате контролируется колебаниями температуры, а содержаниеgrossуляра – интенсивно контролируется давлением. Содержание кремнезема в фенгите возрастает линейно с повышением давления. Поскольку обычные колебания валового состава пород слабо влияют на РТ-условия для данных изоплет, то РТ-псевдосечения, возможно, представляют действенный геотермобарометрический метод для глаукофансодержащих эклогитов. Результаты термобарометрии, полученные методом изоплет и традиционным методом, показывают, что большинство природных глаукофансодержащих эклогитов (Тип L) и глаукофан-эпидотовых эклогитов (тип E) находились в сходных пиковых РТ-условиях в пределах области стабильности лавсонита. Декомпрессия от условий, соответствующих устойчивости лавсонита, должна привести к образованию ассоциаций эпидота путем реакций дегидратации, контролируемых равенством лавсонит + омфациит = глаукофан + эпидот + H<sub>2</sub>O. Разрушение лавсонита и омфациита будет сопровождаться высвобождением большого количества связанной воды; при этом эклогитовые ассоциации перекристаллизуются в различной степени в голубые сланцы с высоким содержанием глаукофана. Вычисленные псевдоразрезы показывают, что эклогитовые ассоциации скорее образуются в породах с высоким содержанием кальция, а голубосланцевые ассоциации – чаще всего в породах с низким содержанием кальция. Это различие в валовом составе пород, возможно, обуславливает сосуществование низкотемпературных эклогитов и голубых сланцев в высокотемпературных комплексах.

Pseudosections calculated with THERMOCALC predict that lawsonite-bearing equilibria, including lawsonite eclogite, will be common for subducted oceanic crust that experiences cool, water saturated conditions. For glaucophane-lawsonite eclogite facies conditions (500–600°C and 18–28 kbar), MORB compositions are predicted in the NCKMnFMASHO system to contain glaucophane, garnet, omphacite, lawsonite, phengite and quartz, with chlorite at lower temperature and talc at higher temperature. In these assemblages, the pyrope content in garnet is mostly controlled by variations in temperature, and grossular content is strongly controlled by pressure. The silica content in phengite increases linearly with pressure. As the PT conditions for these given isopleths are only subtly affected by common variations in bulk-rock compositions, the PT pseudosections potentially present a robust geothermobarometric method for natural glaucophane-bearing eclogites. Thermobarometric results recovered both by isopleth and conventional approaches indicate that most natural glaucophane-lawsonite eclogites (Type-L) and glaucophane-epidote eclogites (Type-E) record similar peak PT conditions within the lawsonite stability field. Decompression from conditions appropriate for lawsonite stability should result in epidote assemblages through dehydration reactions controlled by lawsonite + omphacite = glaucophane + epidote + H<sub>2</sub>O. Lawsonite and omphacite breakdown will be accompanied by the release of large amount of bound water, such that eclogite assemblages are variably recrystallized to glaucophane-rich blueschist. Calculated pseudosections indicate that eclogite assemblages form most readily in Ca-rich rocks and blueschist assemblages most readily in Ca-poor rocks. This distinction in bulk rock composition can account for the co-existence of low-T eclogite and blueschist in high pressure terranes.

## ВОЗРАСТ И СОСТАВ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫХ АССОЦИАЦИЙ КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКОГО МЕГАБЛОКА

*Ветрин В.Р.*

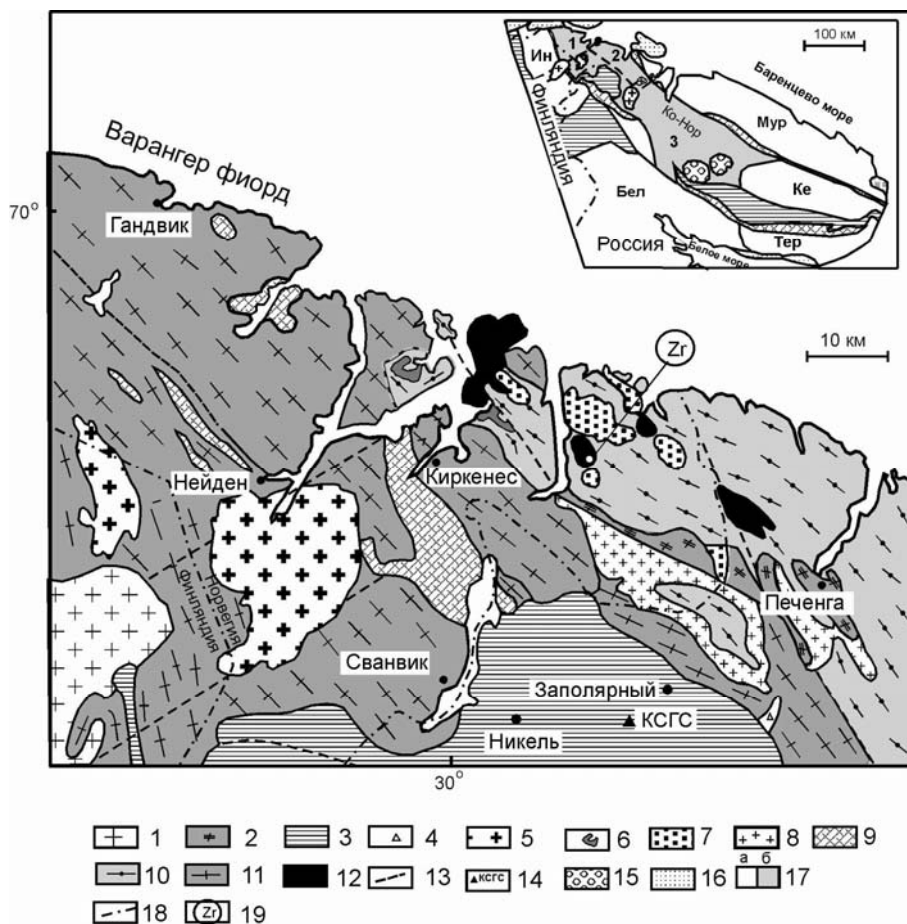
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, vetrin@geoksc.apatity.ru

## THE AGE AND COMPOSITION OF THE GRANULITE-GNEISS ASSOCIATIONS OF THE KOLA-NORWEGIAN MEGABLOCK

*Vetrin V.R.*

Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia, vetrin@geoksc.apatity.ru

Формирование докембрийских гранулит-гнейсовых ассоциаций происходило в результате длительного направленного воздействия ряда экзогенных и эндогенных процессов, игравших существенную роль, как в образовании, так и в последующей переработке вещества ранней коры. Древнейшими породами Кольского региона образован Кольско-Норвежский мегаблок площадью около 15 тыс. км<sup>2</sup>, расположенный в центральной части Кольского полуострова, и ограниченный с северо-запада и юго-востока Колмозеро-Вороньинским и Терско-Аллареченским зеленокаменными поясами. Мегаблок сложен ортопорадами габбро-гранитного состава, состоящими из энтербитов, плагиогнейсов, основных кристаллосланцев и амфиболитов, залегающих среди глиноземистых гнейсов кольской серии. Изучение пространственного распределения минеральных парагенезисов свидетельствует о зональности метаморфизма от силлиманит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации до гранулитовой фации (T= 630-790°C, P= 4.2-5.4 кбар [1]). Возраст наиболее раннего этапа метаморфизма оценивается как 2830-2860 млн. лет [2]. Протолиты глиноземистых гнейсов отвечают составам гидрослюдистых глин, глинистых граувакк, аркозов в переслаивании с базальтами, андезибазальтами и реже с дацитами и риодацитами. Время образования эффузивных пород в центральной части Кольско-Норвежского мегаблока определено в 2910±21 млн. лет, и присутствие в породе цирконов с возрастными 3.1-3.6 млрд. лет позволяет сделать вывод о существовании более ранней палео- мезоархейской континентальной коры [3]. Контакты ортопород с глиноземистыми гнейсами, как правило тектонизированы, что допускает различную трактовку их возрастных соотношений и делает необходимым выполнение прецизионных определений возраста этих пород.



**Рис. 1.** Схема геологического строения Сев. Норвегии и северо-западной части Кольского полуострова. 1-4 – породы палеопротерозойского возраста: 1 – постскладчатые граниты, 2 – мусковит-микроклиновые граниты, 3 – вулканогенно-осадочные породы Печенгско-Имандра- Варзугского пояса, 4 – интрузивные породы основного состава, 5-12 – породы архейского возраста: 5 – порфириновые граниты, 6 – кварцевые сиениты, сиениты, 7 – монзониты, гранодиориты, 8 – плагиомикроклиновые граниты, 9 – вулканогенно-осадочные породы зеленокаменных поясов, 10 – глиноземистые гнейсы, 11 – тоналит-трондьемит-гранодиоритовые породы, 12- пироксенсодержащие ортогнейсы, 13 – проекции разломов, 14- Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3).

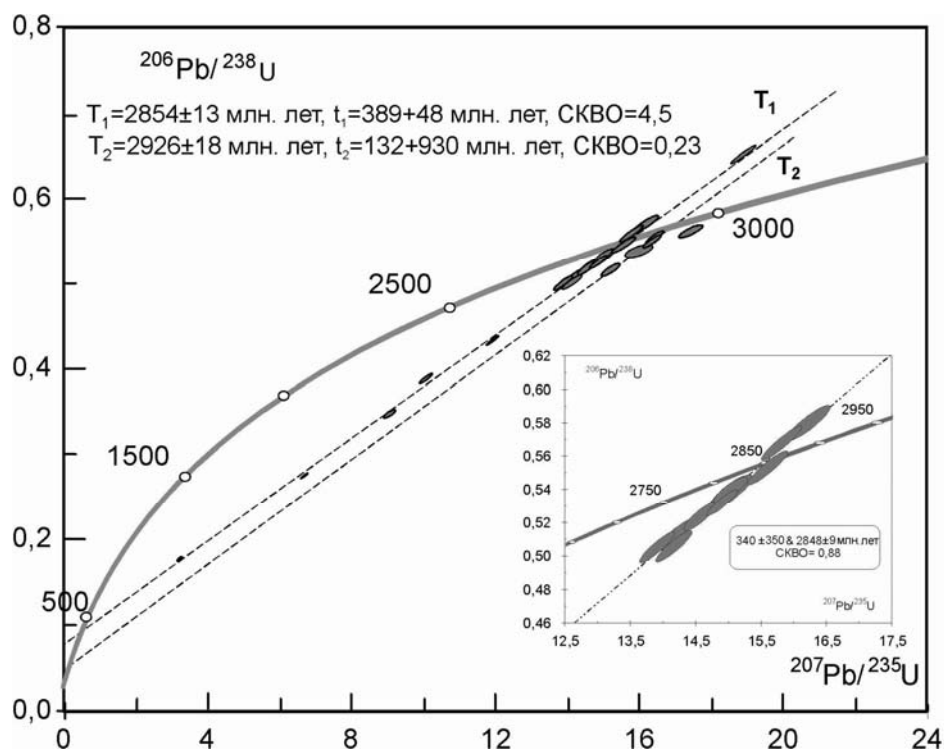
Вверху во врезке – схема тектонического районирования Кольской субпровинции Балтийского щита. 15 – палеозойские интрузии нефелиновых сиенитов, 16 – неопротерозойские осадочные породы, 17 – архейские породы: а- Мурманского (Мур), Беломорского (Бел), Кейвского (Ке), Терского (Тер), Инари (Ин) мегаблоков, б- Кольско-Норвежского (Ко-Нор) мегаблока (1- Сванвик-Нейденский сегмент, 2- Титовский сегмент, 3- Центрально-Кольский сегмент), 18- государственные границы, 19- место отбора проб цирконов.

В северо-западной части Кольско-Норвежского мегаблока пироксенсодержащие ортогнейсы образуют изометричные выходы среди глиноземистых гнейсов (рис. 1) и имеют с ними согласные, осложненные поздними тектоническими нарушениями контакты с погружением ортогнейсов под глиноземистые гнейсы. Ортогнейсы представляют собой отчетливо полосчатые гнейсовидные породы, состоящие из прослоев мезократовых эндербитов, которые чередуются с пластами и линзами двупироксеновых кристаллосланцев и амфиболитов, и пересекаются жилами лейкоэндербитов и пегматитов. По химическому составу двупироксеновые кристаллосланцы относятся к пересыщенным толеитам, андезибазальтам и андезитам, имеют низкие концентрации щелочей с преобладанием натрия над калием, среднюю железистость ( $F = 45-54\%$ ) и низкую степень окисления железа ( $F_o = 12-15$ ). Эндербиты отвечают составу тоналита, гранодиорита, и лейкоэндербиты – составу трондьемита с сохранением в гранитоидах натрового уклона щелочности, низкой окисленности железа ( $F_o = 16-35$ ), средней или несколько повышенной железистости ( $F = 62-66\%$ ), свойственных и двупироксеновым кристаллосланцам. Эндербиты и лейкоэндербиты находятся в поле стандартных составов “серых гнейсов”, или располагаются ниже этого поля (лейкоэндербиты) и имеют фракционированный состав РЗЭ



((La/Yb)<sub>n</sub> = 21-104 и 13-26). Двупироксеновые кристаллосланцы характеризуются низким содержанием легких редкоземельных элементов и плоской конфигурацией кривых распределения РЗЭ ((La/Yb)<sub>n</sub> = 1,1-2,5).

Цирконы из эндрбитов представлены призматическими кристаллами размером 0,01-0,5 мм, коричневатобурого цвета, полупрозрачными или непрозрачными, часто с округленными ребрами и концевыми гранями. При катодоллюминесцентном изучении цирконов выделены два главных типа кристаллов. Наиболее распространены удлиненные кристаллы ( $K_y=3-4$ ), незональные или с нечетко выраженной внутренней зональностью, повторяющей контуры зерен. Для цирконов рассматриваемого морфотипа 1 характерны сильно варьирующие концентрации U (173-1608 ppm), Th (63-315 ppm), свойственные цирконам метаморфогенного генезиса, и значения отношения Th/U от 0,08 до 0,50. Цирконы морфотипа 2 с Th/U в пределах 0,25 - 0,55 образуют обособленные удлиненные кристаллы ( $K_y=3-5$ ) с полигональной концентрической зональностью, или незональные зерна неправильной формы, находящиеся во внутренних частях кристаллов морфотипа 1. Определение возраста цирконов выполнено на вторично-ионном микроанализаторе SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). На диаграмме с конкордией точки составов цирконов аппроксимируются двумя дискордиями с верхними пересечениями, соответственно, в  $2854 \pm 13$  млн. лет (17 точек) и  $2926 \pm 18$  млн. лет (4 точки, рис. 2).



**Рис. 2.** Диаграмма с дискордиями для цирконов из ортогнейсов. Во врезке – диаграмма с дискордией для конкордантных и близких к конкордантным цирконам дискордии T1.

Эти данные наряду с результатами изучения морфологии, состава и внутренней структуры кристаллов цирконов интерпретированы, соответственно, как возраст регионального метаморфизма, обусловившего частичное плавление гнейсов, и как время внедрения и кристаллизации протолитов ортогнейсов. Нижние пересечения дискордий ( $389 \pm 48$  и  $132 \pm 930$  млн. лет) отвечают времени потери свинца цирконами во время палеозойского тектоно-магматического цикла. Для одного округлого (окатанного ?) зерна циркона, имеющего резко выраженную осцеллярическую зональность и находящегося в центральной части удлиненного призматического кристалла, определен близкий к конкордантному возраст в 2982 млрд. лет. Модельный возраст T<sub>Nd</sub>(DM) эндрбитов и амфиболитов составляет, соответственно, 2,99-3,30 и 3,16-3,38 млрд. лет, и  $\epsilon_{Nd}(T)$  колеблется от 1,7 до -2,44 (определения в ГИ КНЦ РАН, аналитик А.А. Деленицин).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что на момент внедрения мезоархейских протолитов ортогнейсов в регионе уже существовала более древняя кора, а также о близком времени образования ортогнейсов и протолитов глиноземистых гнейсов кольской серии. Средний химический состав мезоархейской коры

Кольско-Норвежского мегаблока, определенный по методике [4], соответствует составу андезита (мас. %:  $\text{SiO}_2$ - 63,34;  $\text{TiO}_2$ - 0,56;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - 14,97;  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  - 6,90;  $\text{MnO}$ - 0,12;  $\text{MgO}$ - 3,73;  $\text{CaO}$ - 5,48;  $\text{Na}_2\text{O}$ - 3,15,  $\text{K}_2\text{O}$ - 1,64;  $\text{P}_2\text{O}_5$ - 0,11; ppm: Rb-103; Ba- 773; Nb- 8; La- 34; Ce- 60; Pb- 24; Sr- 306; Nd- 26; Zr- 143; Sm- 5; Eu- 1; Gd- 3; Y- 19; Er- 2; Yb- 1; Cr- 300; Co- 18; Ni- 109; Cu- 39; V- 169), и хорошо коррелируется с составом средней коры по [5], незначительно отличаясь от нее наличием повышенных концентраций Fe, Cr, Ni.

Грант РФФИ 10-05-00082-а

Precambrian granulite-gneiss associations have formed as a result of the long, directed effect of some exogenic and endogenic processes that have greatly contributed to the formation and subsequent reworking of early crustal matter. The oldest rocks of the Kola region have build up the Kola-Norwegian megablock, which is located in the central Kola Peninsula, covers an area of about 15 000 km<sup>2</sup> and is bounded on the northwest and southeast by the Kolmozero-Voronya and Tersk-Allarechka greenstone belts. The megablock is made up of orthorocks of gabbro-granite composition consisting of enderbites, plagiogneisses, basic schists and amphibolites that occur among Kola-series alumina gneisses. The study of the spatial distribution of mineral parageneses has shown a zonal pattern of metamorphism from the sillimanite-muscovite subfacies of amphibolite facies to granulite facies ( $T = 630\text{--}790^\circ\text{C}$ ,  $P = 4.2\text{--}5.4$  kbar [1]). The age of the earliest metamorphic stage is estimated at 2830-2860 Ma [2]. The protoliths of alumina gneisses are consistent with the compositions of hydromica clay, argillaceous greywacke and arkose interbedded with basalt, andesite-basalt and lesser dacite and rhyodacite. The age of the effusive rocks from the central Kola-Norwegian megablock is estimated at  $2910 \pm 21$  Ma, and the presence of 3.1-3.6 Ga zircons in the rock suggests the existence of an earlier Palaeo-Mesoarchaeoan continental crust [3]. As the contacts between orthorocks and alumina gneisses are usually tectonized, their age relations can be interpreted in various ways. To accurately date these rocks, high-precision measurements are needed.

In the northwestern Kola-Norwegian megablock pyroxene-bearing orthogneisses form isometric exposures among alumina gneisses (Fig. 1) and are in concordant contact with them. The contacts are affected by late tectonic dislocations with orthogneisses plunging under alumina gneisses. Orthogneisses occur as clearly banded gneissoid rocks, consisting of mesocratic enderbite intercalations, that alternate with beds and lenses of bipyroxene schists and amphibolites and are cut by leucoenderbite and pegmatite veins. Chemically, bipyroxene schists are classified as oversaturated tholeiites, andesite-basalts and andesites. They exhibit low alkali concentrations with sodium dominating over potassium, medium percentage of iron ( $F = 45\text{--}54\%$ ) and a low degree of iron oxidation ( $F_o = 12\text{--}15$ ). The composition of enderbites is consistent with that of tonalite and granodiorite and the composition of leucoenderbites to that of trondhjemitic with the preservation in granitoids of the sodium gradient of alkalinity, low iron oxidation ( $F_o = 16\text{--}35$ ) and medium to slightly elevated iron content ( $F = 62\text{--}66\%$ ) also typical of bipyroxene schists. Enderbites and tholeiites are in the standard composition field of "grey gneisses" or are beneath this field (leucoenderbites) and have a fractionated REE composition ( $(\text{La/Yb})_n = 21\text{--}104$  и  $13\text{--}26$ ). Bipyroxene schists are typically poor in LREE and display a flat REE distribution pattern ( $(\text{La/Yb})_n = 1,1\text{--}2,5$ ).

Zircons from enderbites occur as brownish prismatic, semi-transparent to non-transparent prismatic crystals, 0.01-0.5 mm in size, often with rounded edges and end faces. The cathodoluminescence examination of zircons has revealed two basic types of crystals. Elongate ( $K_y = 3\text{--}4$ ), non-zonal crystals or crystals with indistinct internal zonation, which follows grain contours, are most common. Zircons of the morphotype 1 discussed exhibit highly variable U (173-1608 ppm) and Th (63-315 ppm) concentrations typical of metamorphic genesis and Th/U values of 0.08 - 0.50. Zircons of morphotype 2 with Th/U ranging from 0.25 to 0.55 form isolated elongate crystals ( $K_y = 3\text{--}5$ ) with polygonal concentric zonation or non-zonal irregular grains occurring in the internal portions of the crystals of morphotype 1. Zircons were dated on a SHRIMP-II secondary-ion microanalyzer at the VSEGEI Centre for Isotope Study in St.Petersburg. On the concordia diagram, the composition points of zircons are approximated by two discordia with upper intersections at  $2854 \pm 13$  Ma (17 points) and  $2926 \pm 18$  Ma, respectively (4 points, Fig. 2). These data, together with the results of the study of the morphology, composition and internal structure of zircon crystals are interpreted correspondingly as the age of the regional metamorphism, responsible for partial gneiss melting, and the time of the intrusion and crystallization of the protoliths of orthogneisses. The lower intersections of the discordia ( $389 \pm 48$  and  $132 \pm 930$  Ma) are consistent with the time of the loss of lead by zircons during a Palaeozoic tectono-magmatic cycle. A near-concordant age of 2982 Ga was estimated for a rounded (rolled?) zircon grain, which clearly shows oscillating zonation and is located in the central portion of an elongate prismatic crystal. The model ages  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  of enderbites and amphibolites are estimated at 2.99-3.30 and 3.16-3.38 Ga, respectively, and  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  varies from 1.7 to 2.44 (estimated by analyst A.A. Delenitsyn at the Geological Institute, KSC, RAS).



The data presented show that an older crust had already existed in the region before the intrusion of the Mesoarchaeon protoliths of orthogneisses and that Kola orthogneisses and the protoliths of alumina gneisses were formed within a short time. The average chemical composition of the Mesoarchaeon crust of the Kola-Norwegian megablock, estimated by procedure [4], is consistent with the composition of andesite (mass. %:  $\text{SiO}_2$ - 63,34;  $\text{TiO}_2$ - 0,56;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - 14,97;  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ - 6,90;  $\text{MnO}$ - 0,12;  $\text{MgO}$ - 3,73;  $\text{CaO}$ - 5,48;  $\text{Na}_2\text{O}$ - 3,15,  $\text{K}_2\text{O}$ - 1,64;  $\text{P}_2\text{O}_5$ - 0,11; ppm: Rb- 103; Ba- 773; Nb- 8; La- 34; Ce- 60; Pb- 24; Sr- 306; Nd- 26; Zr- 143; Sm- 5; Eu- 1; Gd- 3; Y- 19; Er- 2; Yb- 1; Cr- 300; Co- 18; Ni- 109; Cu- 39; V- 169) and is in good agreement with the composition of the middle crust, according to [5], but differs slightly in elevated Fe, Cr and Ni concentrations.

The study was supported by RFFR grant 10-05-00082-a.

#### Литература - References

1. Петров и др. Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). Л. Наука. 1990. 184 с.
2. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., and Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations of the Kola-Karelian Region and Finland. Kola Sci. Centre of the Russian Acad. Sci. Apatity. 1992. 86 p.
3. Мыслова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах Кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // Доклады АН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82-86.
4. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. 1988. Москва: Мир. 384 с.
5. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust. The Crust. Amsterdam: Elsevier-Pergamon. 2003. V.3. P. 1-64.

### ДРЕВНЕЙШИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ФУНДАМЕНТА АЛДАНСКОГО ЩИТА: СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОТОЛИТОВ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Вовна Г.М.

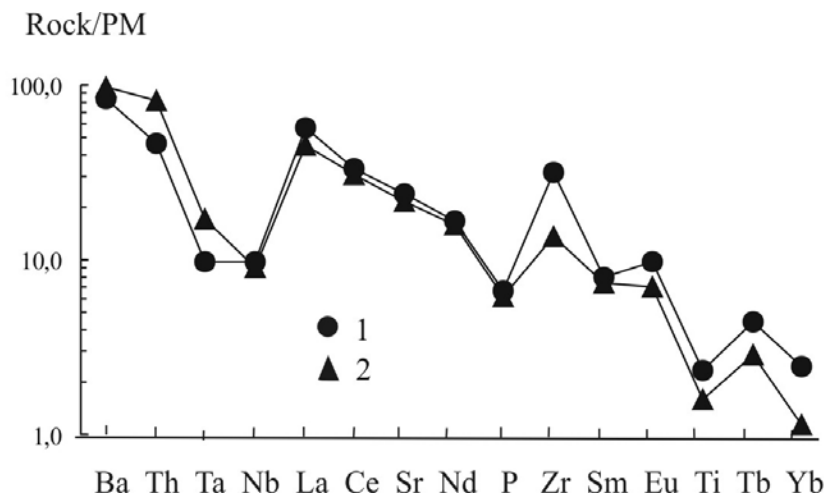
ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, Россия, gala1367@mail.ru

### THE OLDEST GRANULITE COMPLEX OF THE ALDAN SHIELD BASIN: COMPOSITION AND ORIGIN OF IGNEOUS PROTOLITHS

Vovna G.M.

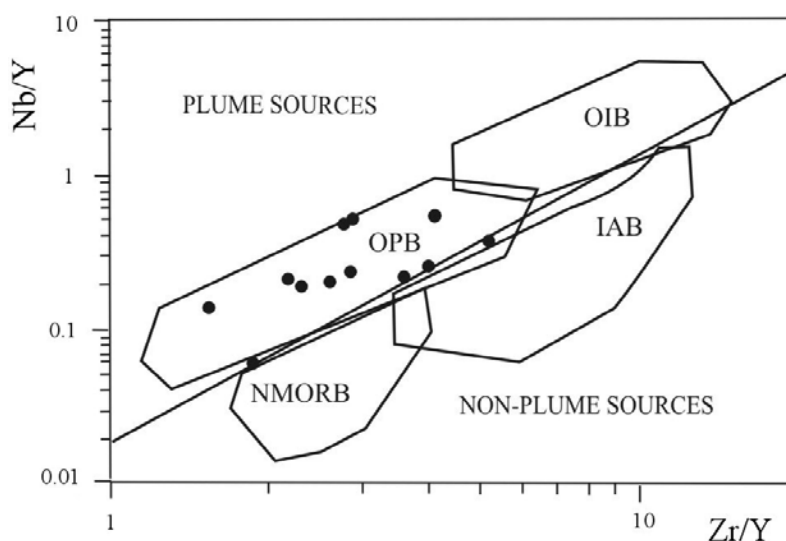
Far East Geological Institute, Far Eastern Branch RAS, Vladivostok, Russia, gala1367@mail.ru

Самые древние гранулиты раннего архея Алданского щита известны в его Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области (Нимнырский блок). Возраст гранулитов Нимнырского блока установлен U-Pb методом SHRIMP и составляет  $3335 \pm 2$  млн. лет [5]. Гранулитовый комплекс Нимнырского блока представлен метабазит-эндербитовой ассоциацией. Большую часть объема пород ассоциации составляют эндербиты (гиперстеновые плагиогнейсы), толща которых имеет грубослоистый облик (нимнырская толща (свита) по разным авторам) и содержит в подчиненном количестве прослои и линзы двупироксеновых, двупироксен-амфиболовых сланцев, гранат-биотитовых и гранат-биотит-гиперстеновых плагиогнейсов. Породы метабазит-эндербитовой ассоциации в значительной мере подвержены процессам гранитизации с образованием чарнокитов. На классификационной диаграмме для вулканитов  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  составы не гранитизированных гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации располагаются в полях пород нормальной щелочности, начиная от базальтов до дацитов. На классификационной диаграмме  $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$  эндербиты и двупироксеновые сланцы соответствуют полям вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серии. В составе исходных вулканитов известково-щелочной серии установлены базальты, андезибазальты, андезиты и дациты. Исходные вулканиты коматиит-толеитовой серии представлены толеитовыми и коматиитовыми базальтами. На мультиэлементной диаграмме (рис.1) раннеархейские эндербиты метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока обладают сходной топологией графика с серыми гнейсами фундамента архейских щитов [4], для которых характерны минимумы Ta, Nb, P, Ti. Составы толеитовых метабазальтов раннеархейской метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока на диаграмме Nb/Y-Zr/Y [3] располагаются в поле базальтов плюмовых источников (рис. 2).



**Рис. 1.** Мультиэлементная диаграмма для раннеархейских эндебитов метабазит-эндебитовой ассоциации Нимнырского блока. 1 – эндебиты Нимнырского блока; 2 – состав архейских серых гнейсов фундамента платформы [4]. Нормировано по составу примитивной мантии (PM).

**Fig.1.** PM-normalized multi-element pattern for early-archean enderbites of the metabasite-enderbite association of the Nimnyr's block. 1 –enderbites of the Nimnyr's block, 2- archean grey gneisses of the platform's basement complex.



**Рис.2.** Диаграмма Nd/Y – Zr/Y [3] для толеитовых метабазальтов метабазит-эндебитовой ассоциации Нимнырского блока. Поля пород: OPB – базальты океанических плато; OIB – плюмовые базальты океанических островов; N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов; IAB – островодужные базальты.

**Fig.2.** Nd/Y vs Zr/Y [3] diagram for toleitic metabasalts of the metabasite-enderbite association of the Nimnyr's block. OPB – oceanic plateau basalts, OIB – oceanic island basalts, N-MORB – mid-ocean ridge basalt, IAB – island arc basalts

Автор полагает, что геохимические особенности протолитов этой ассоциации могут быть удовлетворительно объяснены на основе концепции магматизма мантийных плюмов, ведущая роль которых в архейских тектоно-магматических процессах развития Земли, подчеркивались ранее многими исследователями [1,2 и др.].

Сиалическая кора нынешнего Алданского щита наращивалась вокруг Нимнырского микропротоконтинента вследствие проявления магматической деятельности позднеархейских мантийных плюмов, о чем свидетельствуют геохимические особенности гранулитов и данные изотопного датирования [1].



The oldest Early Archaean granulites known on the Aldan Shield occur in its Central Aldan granulite-gneiss domain (Nimnyr block). The U-Pb SHRIMP age of granulites from the Nimnyr block is estimated at  $3335 \pm 2$  Ma [5]. The granulite complex of the Nimnyr block is represented by a metabasic-enderbite assemblage. The assemblage consists dominantly of coarse-bedded enderbites (hypersthene plagiogneiss) (Nimnyr unit (suite) after different authors) and contains minor interbeds and lenses of bipyroxene, bipyroxene-amphibole schists and garnet-biotite and garnet-biotite-hypersthene plagiogneisses. The rocks of the metabasic-enderbite assemblage have been substantially granulitized to form charnockites. On the classification diagram  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  for volcanics the compositions of non-granitized granulites of the metabasic-enderbite assemblage are in the fields of normal alkalinity rocks from basalts to dacites. On the classification diagram  $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$ , enderbites and bipyroxene schists are consistent with the fields of calc-alkaline and komatiite-series volcanics. Basalts, andesite-basalts, andesites and dacites were found to be part of original calc-alkaline-series volcanics. Original komatiite-tholeiite-series volcanics are represented by tholeiitic and komatiitic basalts. On the multi-element diagram (Fig.1), Early Archaean enderbites of the metabasic-enderbite assemblage of the Nimnyr block are similar in plot topology to the basement grey gneisses of Archaean shields [4] that typically exhibit minimum Ta, Nb, P and Ti. The compositions of the tholeiitic metabasalts of the Early Archaean metabasic-enderbite assemblage of the Nimnyr block on the diagram Nb/Y-Zr/Y [3] plot in the basalt field of plume sources (Fig.2).

The author assumes that the geochemical characteristics of the protoliths of this assemblage can well be interpreted on the basis of the concept of the magmatism of mantle plumes, whose leading role in the Archaean tectonomagmatic processes of the Earth's evolution has been emphasized by many scholars [1, 2, etc.].

The sialic crust of the present Aldan Shield has been accreted around the Nimnyr microprotocontinent under the influence of the magmatic activity of Late Archaean mantle plumes, as shown by the geochemical characteristics of granulites and isotopic data [1].

#### Литература - References

1. Вовна Г.М. Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М.: Наука, 2007. 108с.
2. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита. // Геотектоника. 2000. №2. С.3-25.
3. Condie K.C. High field strength element ratio in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2008. V.100. P.14-48.
4. Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. Archean Crustal Evolution / Ed. Condie K.C. Amsterdam. Elsevier. 1994. P.205-259.
5. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H. et al. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of the mid-Proterozoic. // Precamb. Res. 1992. V.54. P. 195-210.

### ГРАНУЛИТОВЫЕ И ЭКЛОГИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС И КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН)

*Володичев О.И.*

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, volod@krc.karelia.ru

### PRECAMBRIAN GRANULITE AND ECLOGITE COMPLEXES IN THE EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD (BELOMORIAN MOBILE BELT AND KARELIAN CRATON)

*Volodichev O.I.*

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, volod@krc.karelia.ru

Среди гранулитовых комплексов (ГК), имеющих достаточно широкое распространение в архее данного региона, выделяются умереннобарические и высокобарические ГК. Среди первых наибольшее распространение и площадное развитие имеют ареальные ГК. Границы ареалов ГК нечеткие за счет интенсивного преобразования эндебритов в гнейсы амфиболитовой фации, поэтому масштабы их истинного распространения остаются неопределенными. Основной фон ГК этого типа составляют среднезернистые эндебриты кварцеводиоритового-тоналитового состава с ксенолитами гранулитов основного, реже среднего, ультраосновного и гли-

ноземистого составов. Некоторые ГК имеют более сложное строение – ГК оз. Тулос и особенно ГК оз. Нотозера. Выделяются две возрастные группы: I – 3.15-3.10 млрд. лет [1, 2] и II – недифференцированная (2.78-2.63 млрд. лет). РТ условия метаморфизма в разных объектах варьируют –  $T = 700-900^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 4-5$  до 7-8 кбар, максимум 11 кбар [2]. Происхождение ГК этого типа недостаточно определено, но по совокупности геолого-петрологических данных можно предположить их связь с развитием плюмов, формирующих тепловые потоки, обусловившие образование эндебитового фона.

Другой, менее распространенный тип связан с метаморфизованными супракрустальными породами, не ассоциирующими с эндебитами. К нему относятся немигматизированные «сухие» гранат-биотитовые гнейсы чупинской зоны, сложенной псевдостратифицированным комплексом глиноземистых гнейсов, по составу и соотношению пород соответствующей тектонической брекчии, состоящей из обломков метаграувак и метавулканитов кислого состава и матрицы – кианит-гранат-биотитовых гнейсов. В губе Поньгома и ряде других мест метаморфизм гранат-биотитовых гнейсов соответствует гранулитовой фации, возраст метаморфизма –  $2788 \pm 4$  млн. лет [3].

Другим уникальным объектом этого типа являются реликты в амфиболит-гнейсовом комплексе Керетского зеленокаменного пояса (р-он п-ова Вичаны), метаморфизованных в условиях гранулитовой фации вулканитов – базальтов, андезитов и их туфов, дацитов и риолитов с удивительной сохранностью текстурно-структурных особенностей. Насколько широко был распространен гранулитовый метаморфизм в вулканитах Керетского зеленокаменного пояса остается загадкой.

Еще одно проявление умереннобарического гранулитового метаморфизма связано с декомпрессионной стадией формирования зон меланжа – эндебиты Поньгомской и эклогитсодержащей Гридинской зон.

Высокобарический гранулитовый метаморфизм имеет широкое распространение в БПП, образование которого связывается с архейской (около 2.7 млрд. лет) транспрессионной коллизией. Наиболее интенсивно структурно-метаморфические преобразования происходили в шовной зоне коллизии, представленной комплексом глиноземистых гнейсов. Типоморфным парагенезисом является  $Ky-Kfs$  (ортоклаз), в р-не Вичан (оз. Кереть) был обнаружен редкий в природе  $Ky-Orx$  парагенезис.

К локальным проявлениям высокобарического гранулитового метаморфизма относятся архейские и палеопротерозойские симплектитовые эклогиты, образованные на ретроградной стадии преобразования, и  $Grt-Na-Crx-Pl$  породы, образованные в процессе автономной прогрессивной эклогитизации палеопротерозойских даек габброидов.

В БПП Карелии в р-оне с. Гридино установлены две [4, 5] возрастные и генетические группы эклогитов: архейские и палеопротерозойские.

Архейские эклогиты, вероятно, образовались в процессе субдукции и затем были эксгумированы в тектонической пластине, представляющей собой интенсивно мигматизированный меланж, в обломочной составляющей которого большую роль играют в различной степени ретроградно преобразованные эклогиты. Архейский возраст достаточно определенно устанавливается на основе геохронологических ( $2720.8 \pm 8$  млн. лет) и геологических данных [4].

По включениям в гранатах восстанавливается тренд прогрессивного развития процесса эклогитизации от зеленосланцевой фации (включения  $Ab, Chl, Ms, Ky, Zo$ ) до  $T=820^{\circ}\text{C}$ ,  $P \geq 17$  кбар ( $Ky-Omp$  до 40 %  $Jd$ ). Ретроградные преобразования происходили в высокобарических условиях гранулитовой-амфиболитовой фаций.

Другой генетический тип эклогитов – палеопротерозойские эклогиты по габброидам. В р-оне с. Гридино известны 3 генерации даек эклогитизированных габброидов ( $T=700-930^{\circ}\text{C}$ ,  $P=12-19$  кбар), занимающих секущее положение, нередко с зонами закалки относительно вмещающих пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации ( $T=650-700^{\circ}\text{C}$ ,  $P=6.5-7.5$  кбар, редко до 9-10 кбар). Геолого-петрологические данные по соотношению магматического процесса и процесса эклогитизации в дайках, с одной стороны, эклогитизации в дайках и синхронного метаморфизма во вмещающих породах, с другой стороны, позволяют предполагать, что эклогитизация проявилась в дайках в автономном режиме и имеет связь с магматическим процессом на стадиях субсолидусной и автометаморфической кристаллизации. Однако вопрос о генезисе эклогитов этой группы остается проблемным.

---

Granulite complexes (GC), widespread in the Archaean unit of the region, fall into moderate-pressure and high-pressure types. Areal moderate-pressure GCs are most common. As enderbites were intensely altered to gneisses under amphibolite-facies conditions, the GC's boundaries are indistinct and their real distribution range remains uncertain. This type of GCs is dominated by medium-grained enderbites of quartz-diorite-tonalite composition with





granulite xenoliths of mafic and minor intermediate, ultramafic and alumina compositions. GCs from the Lake Tulos area and especially those from the Lake Notozero area are structurally more complex. Two age groups are recognized: 1) a 3.15-3.10 Ga age group [1, 2] and 2) a non-differentiated group (2.78-2.63 Ga). The PT metamorphic parameters at different localities are variable:  $T=700-900^{\circ}\text{C}$ ,  $P=4-5$  to 7-8 kbar, maximum 11 kbar [2]. The genesis of this type of GC is uncertain, but available geological and petrological data suggest that it is associated with the evolution of plumes, which form heat flows responsible for the formation of enderbite front.

The other, less common, type is associated with metamorphosed supracrustal rocks not associated with enderbites. This type comprises non-migmatized "dry" garnet-biotite gneisses from the Chupa zone, which consists of a pseudo-strata-bound alumina-gneiss complex corresponding in composition and rock ratio to relevant tectonic breccia composed of fragments of felsic greywacke and metavolcanics and a kyanite-garnet-biotite gneiss matrix. In Pongoma Bay and some other localities garnet-biotite gneisses were metamorphosed to granulite grade and have a metamorphic age of  $2788\pm 4$  Ma [3].

Another unique locality of this type is represented by relics in the amphibolite-gneiss complex of the Keret greenstone belt (Vichany Peninsula area) metamorphosed to granulite grade and consisting of volcanics such as basalts, andesites, andesite tuffs, dacites and rhyolites with strikingly well-preserved structural and textural patterns. The distribution range of granulite-facies metamorphism in Keret volcanics is still an enigma.

Another moderate-pressure granulite-facies metamorphic event, represented by enderbites from the Pongoma zone and the eclogite-bearing Gridino zone, is associated with a decompression stage in the formation of mélange zones.

High-pressure granulite-facies metamorphism is widespread in the Belomorian mobile belt (BMB), whose origin is attributed to Archaean (ca. 2.7 Ga) transpression collision. Structural-metamorphic alterations were most intense in the suture zone of the collision represented by an alumina gneiss complex. Ky-Kfs (orthoclase) is a typomorphic paragenesis. A Ky-Opx paragenesis, seldom encountered in nature, was reported from the Vichany area (Lake Keret).

Local high-pressure granulite-facies metamorphic events are exemplified by Archaean and Palaeoproterozoic symplectitic eclogites formed at a retrograde metamorphic stage and Grt-Na-Cpx-Pl rocks produced by progressive autonomous eclogitization of Palaeoproterozoic gabbroid dykes.

Two age and genetic groups of eclogites: an Archaean group and a Palaeoproterozoic group, were recognized in the BMB in the Gridino area [4, 5].

Archaean eclogites seem to have been formed during subduction and were then exhumed in a tectonic slab, represented by an intensely migmatized mélange; its clastic constituent consists largely of eclogites variably altered by retrograde metamorphism. Their Archaean age is estimated accurately from geochronological ( $2720.8\pm 8$  Ma) and geological data [4].

The progressive evolution trend of eclogitization from greenschist facies (Ab, Chl, Ms, Ky and Zo inclusions) to  $T=820^{\circ}\text{C}$ ,  $P\geq 17$  kbar (Ky-Omp up to 40 % Jd) are reconstructed from inclusions in garnet. Retrograde metamorphism proceeded under high-pressure granulite-facies conditions.

Another genetic type of eclogites is exemplified by Palaeoproterozoic eclogites after gabbroids. Recognized in the Gridino area are three generations of eclogitized gabbroid dykes ( $T = 700-930^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 12-19$  kbar). They have a cross-cutting position, often with chill zones relative to host rocks metamorphosed to amphibolite grade ( $T=650-700^{\circ}\text{C}$ ,  $P=6.5-7.5$  kbar, less commonly up to 9-10 kbar). Geological and petrological data on the magmatism-eclogitization ratio in the dykes, on one hand, and those on eclogitization in dykes and simultaneous metamorphism in host rocks, on the other, suggest that eclogitization proceeded in the dykes in autonomous regime and was associated with a magmatic process at subsolidus and autometamorphic crystallization stages. However, the origin of this group of eclogites is open to discussion.

*The work was supported by RFBR grant 11-05-00168-a.*

## Литература - References

1. Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. и др. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р. Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия. 2008. № 6. С. 1-13.
2. Mänttari J., Hölttä P. U-Pb dating of zircon and monazites from Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland: Evidence for multiple metamorphism and Neoproterozoic terrane accretion // Precamb. Res. 118. 2002. P. 101-131.
3. Левченков О.А., Володичев О.И., Зингер Т.Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгомы (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // ДАН. Т. 377, № 2. 2001. С. 235-238.
4. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609-631.
5. Володичев О.И., Парфенова О.В., Кузнецов Т.И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов-габброноритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск. 2008. С. 37-61.

## СУПЕРПОЗИЦИЯ ДВУХ ВОЗРАСТНЫХ И ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП ЭКЛОГИТОВ В РАЙОНЕ С. ГРИДИНО БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Володичев О.И., Слабунов А.И.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, volod@krc.karelia.ru

## SUPERPOSITION OF TWO AGE AND GENETIC GROUPS OF ECLOGITES IN THE GRIDINO AREA, BELOMORIAN PROVINCE, FENNOSCANDIAN SHIELD

Volodichev O.I., Slabunov A.I.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia volod@krc.karelia.ru

В Беломорской провинции Фенноскандинавского щита установлены две возрастные и генетические группы эклогитов: архейские и палеопротерозойские. Обе эти группы известны [1, 3] в районе с. Гридино. Кроме того, архейские эклогиты в регионе описаны в районе оз. Экостровская Имандра, Кольский полуостров (Широкая и Узкая Салмы, Куру-Ваара) [5], а палеопротерозойские – в дайках в районе м. Красный [2].

В районе с. Гридино архейский эклогитсодержащий комплекс слагает тектоническую пластину, и представляет собой интенсивно деформированный мигматизированный меланж с метаморфизованным гнейсогранитовым матриксом, обломочной составляющей – деформированными и в различной степени ретроградно метаморфизованными эклогитами, амфиболитами (гранатовыми и гранат-клинопироксеновыми), метаультрабазами, метагабброидами, цоизититами, глиноземистыми и амфиболсодержащими гнейсами.

Архейские эклогиты плохо сохранились и в основном представлены ретроградно измененными симплектитовыми разновидностями с реликтами эклогитовых парагенезисов.

Эклогиты были образованы по базитам, сопоставимым с офиолитоподобным комплексом Беломорского подвижного пояса, реже – по магнезиальным габброноритам. Лейкократовые разновидности последних, являются, по-видимому, протолитом кианитовых эклогитов.

Изотопный возраст цирконов из эклогитов о-ва Столбиха оценивается в  $2720.7 \pm 8$  млн. лет [1]. Морфология единственной популяции цирконов характерна для высокобарных гранулитов и эклогитов, а о парагенетичности цирконов и эклогитовых минералов свидетельствует их обедненность ТРЗЭ. Эклогитсодержащий меланжный комплекс сечется пост-тектоническими жилами трондjemитов с возрастом  $2701.3 \pm 8.1$  млн. лет и дайками палеопротерозойских габброноритов (местами эклогитизированных).

Эклогиты по базитам (базальтам) состоят из Omp (28-40 % Jd), Grt (22-30 % Prp, 22-30 % Grs), Rt и Qtz. В кианитовых эклогитах Omp (38-42 % Jd), Grt (32-40 % Prp, 18-23 % Grs) ассоциируют с Ky, Qtz и Rt. Для Grt кианитовых эклогитов характерна обратная зональность (36 % Prp центр  $\rightarrow$  40 % Prp край), что, очевидно, соответствует прогрессивному тренду процесса эклогитизации. При этом мелкие включения в Grt кианитовых эклогитов с. Гридино – Qtz, Ab, Chl, Ky, Zo, Kfs отражают низкотемпературную стадию, а зональные включения в гранате из кианитового эклогита о-ва Пряничная луда – центр:  $\text{Crx}_{50} - \text{Grt}_{20}^{30} - \text{Pl}_{25} - \text{Qtz}$  ( $T=640^{\circ}\text{C}$ ,  $P=8.8$  кбар) – промежуточная зона:  $\text{Omp}_{23} - \text{Grt}_{30}^{36} - \text{Qtz}$  ( $T=715^{\circ}\text{C}$ ,  $P=13.3$  кбар) – край:  $\text{Omp}_{30} - \text{Grt}_{21}^{37} - \text{Ky}$  ( $T=820^{\circ}\text{C}$ ,  $P \geq 16.8$  кбар) определяют параметры прогрессивного тренда развития процессов архейской эклогитизации.

Предполагается, что неоархейские эклогиты образовались в процессе субдукции, как и многие фанерозойские эклогиты [1, 3, 5].

Другой генетический тип эклогитов в районе с. Гридино – палеопротерозойские эклогиты по габброидам [3, 4]. Известно несколько (до 3-х) генераций даек эклогитизированных габброидов, часто с зонами закалки, занимающих секующее положение относительно интенсивно преобразованного неоархейского эклогитсодержащего комплекса, метаморфизованного в условиях амфиболитовой фации. Типичным образом эклогитизация проявлена в оливиновых габброноритах, слагающих дайку на окраине с. Гридино [4]. В центральной части она сложена эклогитизированными коронитовыми оливиновыми габброноритами, эклогитовые (гранат+омфациит±кианит, корунд) парагенезисы развиваются в виде реакционных кайм вокруг магматических минералов. Магматические Crx обнаруживают повышенные содержания Jd компонента, которые от центра кристалла ( $\sim 12\%$  Jd) к краю постепенно увеличиваются с переходами в Omp



кайму. В структурах распада Орх ламелли Срх содержат до 10-15 % Jd. Эти данные позволяют предполагать, что процессы эклогитизации имеют непосредственную связь с магматическим процессом.

В промежуточной и краевой зонах дайки развиты эклогиты (гранат+омфациит+ортопироксен±амфибол, биотит) и их ретроградно измененные разновидности. Последние выражаются в образовании регрессивной зональности в клинопироксенах и гранатах, появлении парагенезиса амфибол+плаггиокал.

Условия формирования эклогитов этой группы варьируют в широких пределах и оцениваются следующими параметрами:  $P=12-20$  кбар,  $T=700-930^{\circ}\text{C}$ . Специальное изучение РТ условий метаморфизма вмещающих для эклогитизированных даек пород показало, что оно отвечает параметрам амфиболитовой фации:  $P=6.5-7.5$  кбар, редко до 9-10 кбар,  $T=650-700^{\circ}\text{C}$ .

Исследования цирконов, выделенных из центральной и промежуточной зон этой дайки, показали наличие в них трех возрастных и морфологических групп [4]. Большинство цирконов в изученных пробах – ксеногенные. Их возраст варьирует от мезо- до неоархейского. Призматические «габбровые» (с минеральными включениями пироксенов, высокими содержаниями и отношением U, Th, Pb, REE и Th/U) цирконы с U-Pb возрастом  $2393\pm 13$  млн. лет отвечают магматической стадии формирования дайки. Время образования эклогитового парагенезиса сближено с магматическим процессом, на что указывает появление в краевой части призматических цирконов включений клинопироксена с повышенным содержанием жадеитового минала. Короткопризматические и округлые цирконы, которые не установлены в центральной зоне и отвечают времени наложенного метаморфизма амфиболитовой фации, имеют U-Pb возраст  $1911\pm 9.5$  млн. лет.

Формирование этой группы эклогитов, вероятно, связано с особенностями процессов магматической кристаллизации расплавов в средней части земной коры в условиях рифтогенеза. Однако, вопрос о генезисе этой группы пока остается открытым.

Two age and genetic groups of eclogites: an Archean group and a Palaeoproterozoic group are recognized in the Belomorian province of the Fennoscandian Shield. Both groups have been reported [1, 3] from the Gridino area. In this region, Archean eclogites have also been described from the Lake Ecostrovskaya Imandra, Kola Peninsula (Shirokaya Salma, Uzskaya Salma and Kuru-Vaara) [5] and Palaeoproterozoic eclogites in dykes from the Point Krasny area [2].

In the Gridino area, an Archean eclogite-bearing complex builds up a tectonic slab and occurs as a highly deformed migmatized mélange with a metamorphosed gneissose-granite matrix and a clastic constituent made up of deformed eclogites, garnet and garnet-clinopyroxene amphibolite, metaultrabasic rocks, metagabbroids, zoisites and alumina- and amphibole-bearing gneisses which have been variably subjected to retrograde metamorphism.

Archean eclogites are poorly preserved, and are represented dominantly by regressed symplectitic varieties with relics of eclogite parageneses.

Eclogites were formed after basic rocks correlatable with an ophiolite-like complex in the Belomorian mobile belt and less commonly from high-Mg gabbro-norites. Leucocratic varieties of high-Mg gabbro-norites seem to be a protolith for kyanitic eclogites.

The isotopic age of eclogite zircons from Stolbikha Island is estimated at  $2720.7\pm 8$  Ma [1]. The morphology of the only zircon population is characteristic of high-pressure granulites and eclogites, and the paragenetic pattern of zircons and eclogite minerals is indicated by their depletion in HREE. The eclogite-bearing mélange complex is cross-cut by  $2701.3\pm 8.1$  Ma post-tectonic trondhjemite veins and locally eclogitized Palaeoproterozoic gabbro-norite dykes.

Eclogites after basic rocks (basalt) consist of Omp (28-40 % Jd), Grt (22-30 % Prp, 22-30 % Grs), Rt and Qtz. In kyanitic eclogites, Omp (38-42 % Jd), Grt (32-40 % Prp, 18-23 % Grs) is associated with Ky, Qtz and Rt. Grt from kyanitic eclogites typically shows reverse zonation (36 % Prp centre  $\rightarrow$  40 % Prp margin), which is obviously consistent with a progressive eclogitization trend. Fine Qtz, Ab, Chl, Ky, Zo and Kfs inclusions in Gr of Gridino kyanitic eclogites reflect a low-temperature stage, and zonal inclusions in garnet from kyanitic eclogite on Island Pryanichnaya Luda reflect the centre:  $\text{Cpx}_{55} - \text{Grt}_{20}^{30} - \text{Pl}_{25} - \text{Qtz}$  ( $T=640^{\circ}\text{C}$ ,  $P=8.8$  kbar) – an intermediate zone:  $\text{Omp}_{23} - \text{Grt}_{30}^{36} - \text{Qtz}$  ( $T=715^{\circ}\text{C}$ ,  $P=13.3$  kbar) – margin:  $\text{Omp}_{30} - \text{Grt}_{21}^{37} - \text{Ky}$  ( $T=820^{\circ}\text{C}$ ,  $P\geq 16.8$  kbar) are responsible for the parameters of the progressive evolution trend of Archean eclogitization.

Neoarchean eclogites, like many Phanerozoic eclogites, are assumed to have been produced by subduction [1, 3, 5].

Another genetic type of Gridino eclogites is Palaeoproterozoic eclogites after gabbroids [3, 4]. Up to three generations of eclogitized gabbroid dykes, often with chill zones, which cross-cut the highly altered Neoarchean eclogite-bearing complex metamorphosed to amphibolite grade, are known. Eclogitization exhibits a typical pat-

tern in olivine gabbro-norites that build up a dyke at the outskirts of the Town of Gridino [4]. Its central portion consists of eclogitized coronitic olivine gabbro-norite. Eclogitic (garnet+omphacite±kyanite, corundum) parageneses evolve as reaction rims around igneous minerals. Magmatic Cpx has elevated Jd concentrations, which rise gradually from the centre of a crystal (~ 12 % Jd) to its margin with transition to an Omp rim. In Opx disintegration structures, Cpx lamellae contain up to 10-15 % Jd. These data suggest that eclogitization processes are directly related to a magmatic process.

Eclogites (garnet+omphacite+orthopyroxene±amphibole, biotite) and their regressed varieties are common in the intermediate and marginal zones of the dyke. The latter are indicated by regressive zonation in clinopyroxene and garnet and the presence of an amphibole+plagioclase paragenesis.

Eclogites of this group were formed at pressures of 12-20 kbar and temperatures of 700-930°C. A special study of the PT parameters of metamorphism of eclogitized dyke-hosting rocks has shown that they are consistent with amphibolite-facies parameters: P=6.5-7.5 kbar, seldom up to 9-10 kbar, T=650-700°C.

The study of the zircons, extracted from the central and intermediate zones of this dyke, has revealed three age and morphological groups [4]. Most zircons from the samples analyzed are xenogenic. Their age ranges from Meso- to Neoarchaeon. Prismatic "gabbro" (with mineral inclusions of pyroxenes, high U, Th, Pb and REE concentrations and a high Th/U ratio) zircons with an U-Pb age of 2393±13 Ma are consistent with a magmatic stage in dyke formation. The formation of an eclogitic paragenesis is separated by a short time span from a magmatic process, as indicated by the presence of clinopyroxene inclusions with elevated jadeitic mineral concentrations at the margin of prismatic zircons. Short-prismatic and rounded zircons, which are not encountered in the central zone and are consistent with the time of multiple amphibolite-facies metamorphism, have an U-Pb age of 1911±9.5 Ma.

The formation of this group of eclogites is presumably related to the characteristics of the magmatic crystallization of melts in the middle portion of the earth crust affected by rifting. However, the genesis of this group is still uncertain.

*The work was supported by RFBR grant 11-05-00168-a.*

#### Литература - References

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
2. Козловский В.М., Аранович Л.Я. Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2008. С. 70-84.
3. Моргунова А.А., Перчук А.Л. Два типа эклогитов в Гриндинском высокобарическом комплексе (Беломорский подвижный пояс, Карелия): петрология и геодинамическое применение // Международная конференция, посвященная памяти Виктора Ефимовича Хаина. Современное состояние наук о Земле. 2011. С. 1290-1292.
4. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // ДАН. 2011. Том 437. №2. С.238-242
5. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*. 2010. V. 38. P. 739-742.

## ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ВЫСОКОБАРНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАК ИНДИКАТОР ОСОБЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТА

Высоцкий С.В.<sup>1</sup>, Игнатьев А.В.<sup>1</sup>, Левицкий В.И.<sup>2</sup>, Будницкий С. Ю.<sup>1</sup>, Нечаев В.П.<sup>1</sup>, Веливецкая Т.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, Россия, vysotskiy@fegi.ru

<sup>2</sup> ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия

## GEOCHEMISTRY OF STABLE ISOTOPES IN HIGH PRESSURE METAMORPHIC COMPLEXES AS INDICATOR OF SPECIFIC CONDITIONS DURING THEIR PROTOLITH FORMATION

Vysotskiy S.V.<sup>1</sup>, Ignat'ev A.V.<sup>1</sup>, Levitskiy V.I.<sup>2</sup>, Budnitskiy S.Yu.<sup>1</sup>, Nechaev V.P.<sup>1</sup>, Velivetskaya T.A.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Far East Geological Institute, Far Eastern Branch RAS, Vladivostok, Russia, vysotskiy@fegi.ru

<sup>2</sup> A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry Siberian Branch RAS, Irkutsk, Russia

Земные породы и минералы обычно обогащены изотопом  $^{18}\text{O}$  относительно современной морской воды, т.е. имеют положительные значения  $\delta^{18}\text{O}$ . Большинство силикатных пород характеризуется значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от +4 до +15 ‰. Находка в северной Карелии пород, сильно обедненных тяжелым изотопом кислорода относительно SMOW [1], вызвала значительный интерес, поскольку предполагает весьма специфические условия их образования.

Корундовые проявления северной Карелии при небольшом количестве слагающих их минералов характеризуются большим разнообразием структурно-текстурных особенностей. Вариации количественных минеральных соотношений, обилие генераций минеральных фаз (граната, амфибола, плагиоклаза), наличие ранних корродированных реликтов минералов в поздних новообразованиях обусловлены зональным строением тел и развитием парагенезисов, формировавшихся в широком интервале температур и давлений [2]. Расчеты условий образования корундоносных пород на основе метода минимизации термодинамического потенциала с помощью программного комплекса «Селектор-С» [3] показали, что температура должна быть не менее 720 °C, а давление не ниже 10 кбар, что соответствует низам гранулитовой фации метаморфизма. Только при таких условиях набор и составы расчетных минералов соответствуют природным.

Корундовые проявления имеют сложное геологическое строение и генезис и поэтому существуют проблемы с установлением возраста их образования. Мы провели датирование K/Ar методом по сосуществующим минералам образцов Хитостровского и Варацкого проявлений (табл. ). Полученный возраст совпадает с доминирующими на сегодняшний день представлениями о свекофенском периоде генезиса проявлений корунда и хорошо согласуется с Th-U-Pb датировками, полученными по цирконам для Хитостровского проявления.

**Таблица.** Возрастные датировки минералов из пород корундовых проявлений Варацкое и Хитостров.

Месторождение	№ образца	Минерал	Калий, %	Ar <sub>возд.</sub> , %	Ar <sub>возд.</sub> , нг/г	Возраст, млн. лет
Варацкое	K-231/6	биотит	6,22	0,7	1330	1824±45
Варацкое	K-231/6	амфибол	0,45	1,2	95,49	1811±45
Хитостров	K-90/23	биотит	5,13	1,0	1166	1895±47
Хитостров	K-90/23	амфибол	0,16	3,0	34,35	1814±63

Примечание: при расчете возраста использовались  $\lambda_k = 0.581 \times 10^{-10} \text{ year}^{-1}$  и  $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ year}^{-1}$

Результаты измерений изотопных отношений кислорода приведены на рис. 1. Большинство проанализированных минералов имеют аномально низкие (-15,5 - -26 ‰) значения  $\delta^{18}\text{O}$ .

Подобные значения  $\delta^{18}\text{O}$  для земных пород до последнего времени не были известны. В то же время для льда и снежно-ледниковых вод Гренландии и Антарктиды они не являются чем-то экстраординарным, здесь отмечены и более низкие (менее -60 ‰) значения  $\delta^{18}\text{O}$ . Следует отметить, что пониженные, но не отрицательные, значения  $\delta^{18}\text{O}$  для корундоносных пород и минералов Беломорья отмечались и ранее [4], и связывалось это с влиянием вод метеорного происхождения.

Можно предположить, что корундоносные породы Хитостровского и Варацкого проявлений сформировались при участии гляциальных вод. При этом подобные воды не обязательно должны быть холодными. Недавно в Сибири, в зоне Байкальского рифта, были обнаружены гидротермы с температурой более 100°C, имею-

щие  $\delta^{18}\text{O}$  менее -22 ‰. При этом изотопный состав воды соответствует положению точки на глобальной линии метеорных вод (рис. 1). Таким образом, не вызывает сомнения, что корундоносные породы северной Карелии, обладая аномально легким изотопным составом кислорода, образовались в весьма специфичных условиях.

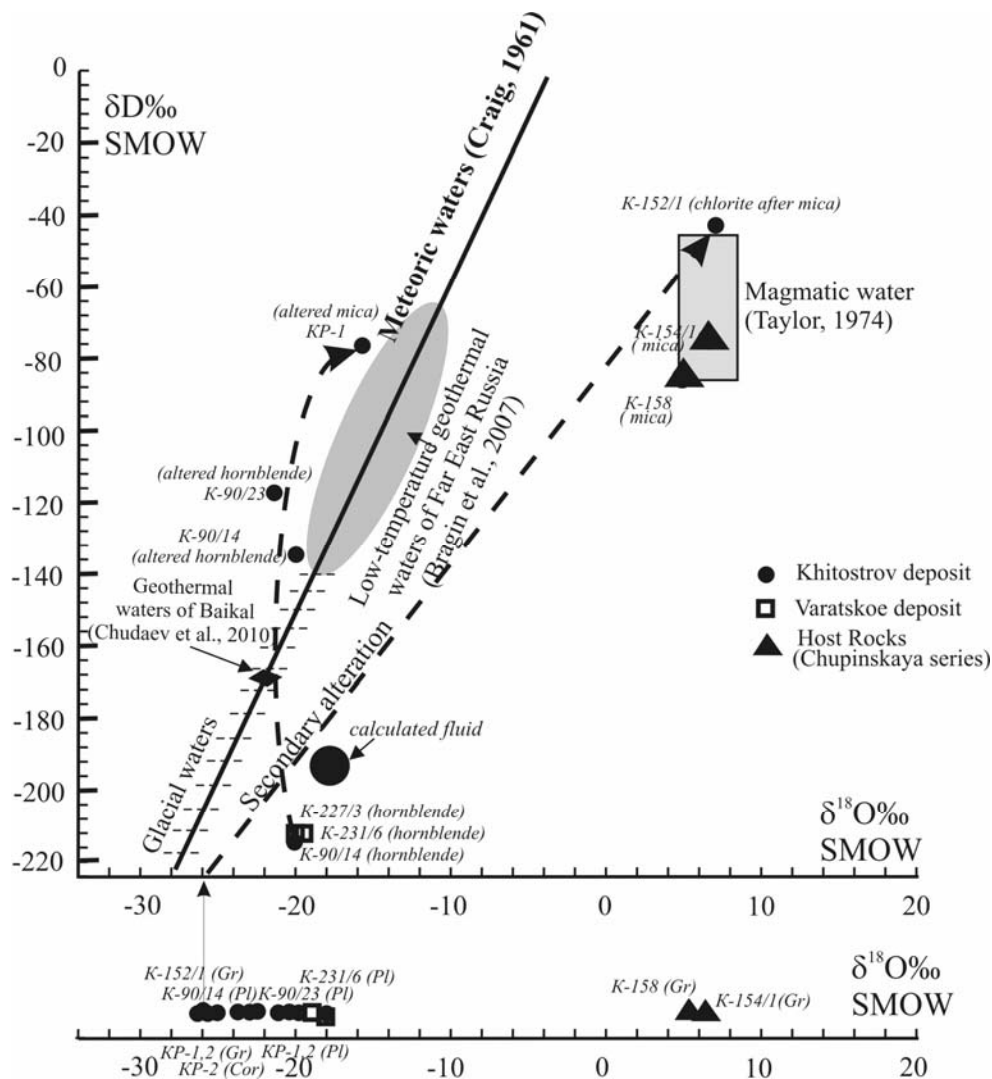


Рис. 1 Изотопный состав корундоносных плагиогнейсов

Изотопный состав минералов корундоносных плагиогнейсов, как водосодержащих, так и безводных, характеризуется аномально легким составом, резко отличающимся от вмещающих пород. Анализ имеющихся материалов показывает, что процессом, в результате которого могли сформироваться подобные отношения стабильных изотопов в минералах, являются обменные процессы между трансформируемой породой и водным флюидом. А водами, обладающими потенциалом для формирования подобного флюида являются гляциальные воды. Учитывая данные по изотопии кислорода во льдах Антарктиды и Гренландии, где зафиксированы еще более низкие соотношения, такой процесс вполне возможен. Например, как показал П. Арон (1988), четвертичные карбонатные осадки Антарктиды, отлагающиеся из гляциальных вод, имеют значения  $\delta^{18}\text{O}$  в интервале -14,1 - -17,3 ‰ относительно SMOW. Расчетное изотопное соотношение кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) в талой ледниковой воде в этом случае колеблется в интервале -47,2 - -50,3 ‰.

Не менее показательным примером является облегченный состав изотопов кислорода во вторичных минералах и измененных голоценовых базальтах Исландии, вскрытых скважинами глубокого бурения. По данным К. Hattori и К. Muehlenbachs (1982), гидротермально измененные базальты имеют значение  $\delta^{18}\text{O}$  ме-





нее -10 ‰ относительно SMOW, а во вторичном эпидоте из этих пород значения  $\delta^{18}\text{O}$  колеблются в интервале -11,8 - -12,7 ‰. Полагают, что в гидротермальном флюиде принимали участие метеорные воды, имеющие в Исландии изотопные значения  $\delta^{18}\text{O}$  от -8 до -11 ‰ [5]. Для термальных вод Сихоте-Алиня отмечаются вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в интервале -10,8 - -18,8 ‰, в горячих термальных водах Байкальского рифта значения  $\delta^{18}\text{O}$  опускаются ниже -22 ‰. Таким образом, участие гляциальных вод в процессе гидротермальных преобразований пород в зоне вулканической активности вполне могло привести к формированию метасоматитов с аномально легким отношением стабильных изотопов.

Мы полагаем, что экстремально низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в минералах могут свидетельствовать о сохранении в них изотопных отношений кислорода и водорода протолита и дометаморфическом обмене с гляциальными водами. Вероятно, свекофенские глиноземистые корундоносные плагиоклазиты были сформированы по метасоматизированным палеопротерозойским породам, образовавшимся в малоглубинной зоне фумарольного поля под ледником. Подобные поля широко распространены в современных вулканических областях (например, на Камчатке или в Исландии). Облегченный состав изотопов кислорода и водорода во всех минералах корундовых проявлений свидетельствует о полном преобразовании раннего мезо-неоархейского субстрата в низкотемпературные глиноземистые метасоматиты в палеопротерозое. Для этого необходим достаточно большой объем воды с легким составом изотопов, а гидротермальная ячейка должна действовать длительное время. Метасоматоз, вероятно, происходил в период древнейшего гуронского оледенения, пик которого приходится на 2,3 млрд. лет. В дальнейшем эти породы подверглись высокобарному свекофенскому (1,9-1,8 млрд. лет) метаморфизму.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (No. 10-05-00371-a)*

The Earth's rocks and minerals commonly have positive  $\delta^{18}\text{O}$  values, being enriched in isotope  $^{18}\text{O}$  relative to the modern sea water. Most of silicate rocks are characterized by  $\delta^{18}\text{O}_{\text{smov}}$  from +4 to +15‰. The recent finding of the Karelian rocks anomalously poor in heavy oxygen isotope suggesting very specific conditions of their generation [1] aroused significant interest.

The corundum-bearing rocks of the northern Karelia composed of a few major mineral varieties are characterized by a high diversity of textures and structures, among which zoning is widely presented. Garnet, amphibole and plagioclase of different generations mix with each other in different proportions and form both early corroded relics and late mineral phases, indicating development of paragenetic sequences in a wide range of temperature and pressure [2]. Our calculations basing on minimization of thermodynamic potential with the help of the Selector-C software [3] show that formation of the corundum-bearing rocks occurred under temperature not less than 720°C and pressure not less than 10 Kbar, corresponding to the lower granulite-facies metamorphism. Only such conditions provide matching between the calculated and natural compositions of minerals.

The corundum occurrences have a complex geological structure and genesis creating many problems for their age determination. We performed K-Ar dating of coeval minerals extracted from rock samples of the Khitostrov and Varatskoe locations (Table 1). The Svecofennian age that we determined is in a good agreement with the previous Th-U-Pb datings of the Khitostrov zircons as well as with the currently dominating ideas about origin of the mineralization.

It should be noted that low, but not negative values of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{smov}}$  were detected in the corundum-bearing rocks of the Belomorian region previously [4]. They were interpreted as formed under influence of meteoric water.

Fig. 1 shows oxygen isotopic ratios in the minerals we analyzed. Most of them are anomalously low (from -15.5 to -26 ‰) that were not known until recently. At the same time, they are not extraordinary for ice and glacial water in Greenland and Antarctica, where  $\delta^{18}\text{O}_{\text{smov}}$  may be as low as -60 ‰ and below.

It may be suggested that the corundum-bearing rocks of the Khitostrov and Varatskoe occurrences were originated with participation of glacial water. Such a water should not obligatory be cold. For example, hydrotherms with temperature higher than 100°C and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{smov}}$  less than -22 ‰ were recently found in the Baikal rift zone, Siberia. However the oxygen and hydrogen isotopic data of these hydrotherms plot close to the Global Meteoric Water Line (Fig.1). So, there is no doubt that the Karelian corundum-bearing rocks with the anomalously light oxygen were formed under exotic conditions.

Both water-bearing and water-free minerals from the corundum-bearing plagiogneisses are characterized by the anomalously light oxygen isotopic compositions, which significantly differ from those in the host rocks. Our analysis of the available information shows that such mineral features may result from interaction between rocks and hydrothermal fluid significantly contributed by glacial water. Taking into account the data on oxygen isotopic compositions of the Antarctic and Greenland ice, where the lowest values of  $\delta^{18}\text{O}$  were determined, this process is considered to be quite

possible. For instance, P.Aron (1988) noted  $\delta^{18}\text{O}_{\text{smov}}$  from -14.1 to -17.3 ‰ in the Quaternary calcareous sediments deposited from the glacial water. The calculated  $\delta^{18}\text{O}_{\text{smov}}$  in this water is between -47.2 and -50.3 ‰.

The altered Holocene basalts and their secondary minerals from cores of the deep boreholes in Iceland may give us another demonstrative example of light oxygen in hydrothermal environment. K. Hattori and K. Muehlenbachs (1982) reported  $\delta^{18}\text{O}_{\text{smov}}$  lower than -10 ‰ in altered lavas and -11.8 to -12.7‰ in epidote there. Meteoric water with  $\delta^{18}\text{O}_{\text{smov}}$  from -8 to -11 ‰ is believed to significantly participate in the local hydrothermal fluid [5]. In addition,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{smov}}$  varies from -10.8 to -18.8‰ in the thermal waters of Sikhote-Alin and gets below -22 ‰ in those from the Baikal rift. Consequently, participation of glacial water in hydrothermal alteration of rocks in the areas of volcanic activity may result in formation of metasomatic rocks with the negative anomaly of oxygen isotope composition.

We believe that minerals may retain the extremely low values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$ , which resulted from interaction of glacial water with their protolith, after metamorphic transformations. The Svecofennian high-alumina corundum-bearing plagioclase was probably formed after the hydrothermally altered Paleoproterozoic rocks originated in the shallow zone of fumarole field under a glacier. Such fields are widely distributed in the modern volcanic areas, such as Kamchatka and Iceland. The light oxygen and hydrogen isotopic compositions in all minerals of the corundum occurrences evidence that the early Meso-Neoproterozoic primary rocks were completely replaced by the low-temperature metasomatites during the Paleoproterozoic time. Both sufficiently large volume of water with light oxygen composition and long duration of the water-rock interaction were necessary to provide such a deep alteration. The metasomatic processes took place probably in the oldest Huronian glaciation period, which maximum occurred 2.3 billion years ago. Later, these rocks suffered the high-pressure Svecofennian (1.9-1.8 billion years) metamorphism.

*We are grateful to the Russian Foundation for Basic Research (No. 10-05-00371-a) for funding our investigation.*

#### Литература - References

1. Яковенко В.В., Высоцкий С.В., Игнатьев А.В. Особенности изотопного состава кислорода корундов и ассоциирующих минералов северной Карелии. // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России Материалы Всероссийской конференции. 12-15 ноября Петрозаводск, 2007 г. стр. 469-472
2. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Академ. Изд-во «ГЕО». 2005. 342 с.
3. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука. 2009. 229 с.
4. Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. Изотопный состав кислорода и природа флюида при образовании высокоглиноземистых корундсодержащих пород Дядиной горы (северная Карелия) // ДАН. 2007. т. 412. №5. С.679-681
5. Hattori, K., Muehlenbachs, K. Oxygen Isotope Ratios of the Icelandic Crust. J. Geophysical Res. 1982. V.87. N B8. P.6559-6565.

### ЭНДЕРБИТОВЫЙ И ЧАРНОКИТОВЫЙ ТИПЫ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ: ГЕОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

*Глебовицкий В.А., Седова И.С.*

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, [vg@vg1404.spb.edu](mailto:vg@vg1404.spb.edu)

### ENDERBITE AND CHARNOCKITE TYPES OF GRANULITE COMPLEXES: GEOCHEMISTRY AND GEODYNAMIC ENVIRONMENT

*Glebovitsky V.A. and Sedova I.S.*

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St Petersburg, Russia, [vg@vg1404.spb.edu](mailto:vg@vg1404.spb.edu)

В докладе рассматривается геологическая и геохимическая эволюция высокоградных (гранулитовых) комплексов, подразделенных на два типа, названных эндербитовый и чарнокитовый и исследованных в пределах Беломорского и Свеккофеннского поясов на Фенно-Скандинавском щите и в западной части Алданского гранулитового ареала. Эндербитовый тип гранулитовых комплексов обнаруживает связь с неогархейской и палеопротерозойской островодужными системами, соответственно, что доказывается геологическими наблюдениями и изотопно-геохронологическими данными. Чарнокитовый тип гранулитов на Алданском щите подоб-

ным образом связан с Федоровской островной дугой, но калиевая геохимическая специализация гранитоидов была определена значительно раньше, в мезоархее.

В Беломорском поясе высокоградный метаморфизм происходил в интервале времени 2.74-2.69 млрд. лет назад в связи с коллизией островной дуги и края древнего континента (Фенно-Карельский кратон). В Свекофенском поясе гранулитовые комплексы развивались в связи с появлением положительных термических аномалий в тыльной части островодужных систем, а благодаря их миграции в юго-западном направлении, по крайней мере, в течение двух разделенных во времени эпизодов: 1.87- 1.88 и 1.82-1.80 млрд. лет. Во время первого эпизода формировался комплекс эндрбитового типа. Более поздние гранулиты относятся к чарнокитовому типу.

Более сложная геологическая история прослежена в Алданском гранулитовом ареале, где сохранился сильно гранитизированный комплекс пород амфиболитовой фации, сформированный 3.25 млрд. лет назад, что доказывается новыми данными U-Pb датирования цирконов из небулитов и анатектических лейкосом. Более того, диатектиты, возникшие в результате парциального плавления мезоархейских небулитов и мигматитов, содержат цирконы магматического типа с возрастом 2.45 млрд. лет. Эти события предопределили геохимическую специализацию гранитоидов более поздних периодов эволюции. Полный цикл гранитообразования в условиях гранулитовой фации относится к палеопротерозою и укладывается в интервал времени 2.05-1.90 млрд. лет, когда формировалась Федоровская островная дуга и происходила ее коллизия с краем древнего континента, но, судя по данным о возрасте унаследованных цирконов в автохтонных и параавтохтонных гранитоидах, можно предполагать существование неоархейского метаморфического события (около 2.70 млрд. лет).

В комплексах эндрбитового типа установлены общие закономерности в последовательности процессов гранитообразования одного тектоно-метаморфического цикла, длительность которого обычно не превышает 40 млн. лет. Сущность этой последовательности сводится к смене во времени процессов анатексиса (полосчатые мигматиты нескольких генераций) процессами диатексиса (ветвистые мигматиты). Гранитизация сопровождается формированием мигматитовых полей часто на поздних стадиях их развития, при этом устанавливается привнос Si, Na, не всегда Rb и Ba, вынос Ti, Mg, Fe\*, Ca, Co, Ni, Cr, V и HREE. При формировании полосчатых мигматитов в большинстве случаев происходит обеднение лейкосом почти всеми малыми элементами, в том числе и REE, по отношению к источнику. Литофилы ведут себя не закономерно. Диатектиты, слабо перемещенные, по отношению к предшествующим и особенно к последующим анатектитам имеют несколько повышенную основность и нередко обогащены многими малыми элементами, что связывается с прогрессирующим парциальным плавлением исходных пород и смешением расплава с реститом.

Геохимические данные позволяют проследить преобразования кристаллических сланцев и биотитовых гнейсов в автохтонные и параавтохтонные гранитоиды и полимигматиты во время мезоархейского цикла. Гнейсы в отличие от базитов характеризуются более низкими содержаниями V, Co, Ta, более высокими REE, и отношениями  $La_N/Yb_N$ , Th/U при низких значениях Sm/Nd, Nb/La, K/Rb, тогда как гранитогнейсы, развитые по породам разного состава, практически не различимы. В большинстве серий гранитизации происходит возрастание содержаний Rb, Pb, Ba, убывание V, Cr, Ni, Co, Ga, Nb, Ta, Y, HREE, Eu, U. Лейкосомы мигматитов ( $Lc_2$ ), обремененные парциальному плавлению, и диатектиты ( $Lc_3$ ), возникающие при возрастающей степени плавления, по содержанию малых элементов мало отличимых от исходных для них небулитов. При развитии повторного диатексиса ( $Lc_4$ ) наблюдается тенденция к снижению концентрации всех малых элементов и формированию иных связей между элементами, что может определяться изменением P-T-f<sub>l</sub> режима ультраметаморфизма.

В процессе ранних стадий эволюции гранулитов чарнокитового типа на Алданском щите мафические кристаллические сланцы, тоналитовые гнейсы и высокоглиноземистые гранат-кордиеритовые гнейсы в результате инфильтрационной гранитизации преобразуются в последовательно формирующиеся эндрбитовые и чарнокитовые небулиты, что ведет к обогащению пород Si, K, Rb, Ba, Pb, LREE и к их обеднению Ti, Mg, Fe, V, Co, Ni. Последующая мигматизация послейного и сетчатого типа приводит к формированию полихронных анатектитов и диатектитов и в конечном итоге к реоморфизму после насыщения толщ расплавами выше критического. Геохимически диатектиты занимают промежуточную позицию между эндрбитами и чарнокитами, но часто загрязнены остатками протолита, включенного в небулит. Исключение составляют K, Ba, Rb и Pb, содержание которых постепенно возрастает в процессе диатексиса. Интенсивное повторное парциальное плавление обуславливает накопление в расплаве REE и увеличение отношения La/Yb.

Широкомасштабное развитие калийсодержащих автохтонных и паравтохтонных гранитоидов на Алданском щите, начиная с ранних этапов ультраметаморфизма связано со спецификой флюидного потока, возможно

с больших глубин, и предшествующей длительной подготовкой комплексов к последующим преобразованиям в отличие от процессов, которые наблюдаются в Беломорском и Свеккофенском поясах на Балтийском щите.

In the presentation a geological and geochemical evolution of high grade (granulite) complexes, subdivided on enderbite and charnockite types and studied in the Belomorian and Svekofennian belts of the Fennoscandinavian shield and in the Western Aldan shield will be under consideration. The enderbite type of granulites related to the Neoarchean and Palaeoproterozoic arc systems, that supported by geological evidences and isotope geochronological data.

In the Belomorian belt metamorphism under high grade occurred 2.74-2.69 Ga during collision the arc and the ancient continent (Archaen Fenn-Karelian craton). In the Svekofennian belt metamorphism of the granulite facies related to the positive thermal anomalies occurred along back arc zones, which migrated to South-West during two episodes 1.87-1.88 and 1.82-1.80 Ga ago. At the first of them the enderbite type of granulite complex was formed. The later granulite belong to charnockite type. Charnockite type of granulite in the Aldan shield similarly related to the Fedorov arc, but K-rich specific of the granitoids resulted from much more ancient Mesoarchaen processes.

More complicated geological history was established in the western part of the Aldan granulite terrain, where preserved strong granitised complex formed 3.25 Ga ago that supported by new U-Pb dating of zircons from the nebulites and anatexite leucosomes. Moreover diatexites resulted from portion melting of the Mesoarchean nebulites and migmatites containing magmatic type of zircon have the age of 2.45 Ga. These events resulted in the geochemical specific of granitoids the later stages of evolution. Whole cycle of the granite formation under granulite facies condition was occurring during 2.03-1.90 Ga period of the Palaeoproterozoic, when the Fedorov arc existed and its collision with the margin of ancient continent but dating inherited zircons suggests occurrence of the Neoarchean metamorphic events (near 2.70 Ga).

In the enderbite type complexes general regularities of granite formation during single cycle of the not more 40 Ma long established. In the general sequence stromatic anatexite migmatites followed by the net-work diatexite ones. Granitization took place as a rule in the later stage of the cycle and lead to collecting of Si, Na, Rb и Ba and depleted by Ti, Mg, Fe\*, Ca, Co, Ni, Cr, V and HREE. The formation stromatic type of migmatites lead to trace elements particularly REE depleting compared to the source. Slightly removed diatexite melts within the nebulite fields similar with them and following anatexites in rock forming and trace elements but different from the latter enriching by some trace elements due to melting residual material or its mixing and melt.

Geochemical data allow to trace schist and gneiss transformation to autochthonous and parautochthonous granitoids and polymigmatites during Mesoarchean cycle. Gneisses unlike the mafic schists are characterized by the lower V, Co, Ta and the higher REE contents and  $La_N/Yb_N$ , Th/U ratio, and the lower Sm/Nd, Nb/La, K/Rb ratio. Due to the granitization Rb, Pb, Ba concentration uncreases and V, Cr, Ni, Co, Ga, Nb, Ta, Y, HREE, Eu, U decrease. Mesoarchean leucosomes  $Lc_2$  and diatexites indicate are geochemically similar to the nebulite. The secondary Paleoproterozoic diatexites are different from nebulites of the lower all trace elements contents and characterized by the other correlations between them that related to P-T-f regime.

During the earlier evolution stage of the charnockite type in the Aldan shield mafic orthoschists, tonalitic gneisses and high alumina garnet-cordierite gneisses as result from the infiltration granitization were transforming to enderbite, charnockite and granite nebulites that leaded to enriching of the rocks in Si, K, Rb, Ba, Pb, LREE and depleted them in Ti, Mg, Fe, V, Co, Ni. Following migmatization of stromatic and net types resulted in formation of the multistage anatexites and finally diatexites and reomorphism, connected with saturating complex by the granitoid melts. Geochemically the diatexites occupy intermediate position between enderbite and charnockite gneisses, but sometimes are contaminated by remnant protolith included in nebulites. Exclusions are K, Ba, Rb and Pb which content are continuous increasing during diatexites. At secondary intensive partial melting occurs increase of REE and value of La/Yb.

Widespread development of the potassium rich autochthon and parautochthon granitoid of the Aldan shield till the earliest evolution stages related to the specific of fluid flow, and possible to deeper its source and to the long time preliminary preparation of the geochemical changing the crust differently from the processes which we are observing in the Belomorian and Svekofennian belts.

**U-PB ВОЗРАСТ (SHRIMP II) БАЛТЫРГАНСКОГО ЭКЛОГИТ-АМФИБОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)**

Гусев Н.И.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, nikolay\_gusev@vsegei.ru

**THE U-PB AGE (SHRIMP) OF BALTARGAN ECLOGITE - AMPHIBOLITE METAMORPHIC COMPLEX (GORNYY ALTAI)**

Gusev N.I.

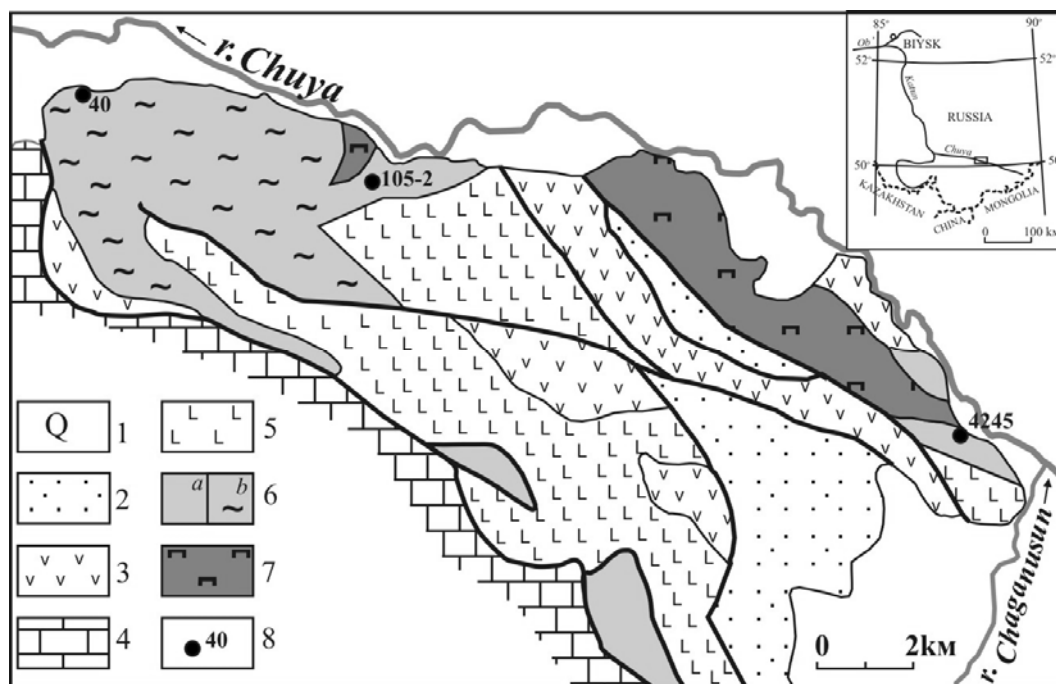
Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia, nikolay\_gusev@vsegei.ru

Балтырганский эклогит - амфиболитовый метаморфический комплекс выделен [2] в западной части Алтае-Саянской аккреционно-коллизонной области в пределах Кузнецко-Алтайской сутурной зоны Палеоазиатского океана. Он представлен несколькими тектоническими пластинами, линзами и блоками эклогитосодержащих гранатовых амфиболитов, глаукофановых и стильпномелановых сланцев в ассоциации с ультрамафитами Чаганузунского массива и метабазальтами (рис 1). Типоморфными являются преобладающие гранатовые амфиболиты. Эклогиты образуют небольшие включения или пропластки в гранатовых амфиболитах, расположенных к юго-востоку от Чаганузунского ультрамафитового массива.

**Эклогиты** характеризуются ассоциацией  $Grt+Omp+Bar+Ep+Q+Rt$  [5]. Гранат в гипидиоморфных зернах, размером около 1 см в диаметре, замещен вдоль трещин и по краям хлоритом и стильпномеланом. Он содержит большое количество включений эпидота, барруазита, кварца, омфацита, рутила, альбита и фенгита. Омфацит образует гипидиоморфные кристаллы до 5 мм в длину. Они замещаются актинолитом и стильпномеланом по трещинам и по краям. Порфиروبластический барруазит часто окружен глаукофаном, который, в свою очередь, окаймляется актинолитом. Иногда глаукофан присутствует в гипидиоморфных кристаллах по трещинам в гранате и окаймляется барруазитом. Рутит встречается в матриксе, где он окаймлен титанитом, и в виде включений в пирите и барруазите.

**Гранатовые амфиболиты** обычно состоят из  $Grt+Bar+Ep+Ttn$  и содержат подчиненные количества кварца, альбита, фенгита, рутила, винчита и хлорита. Выделяется три структурно-петрографических типа гранатовых амфиболитов [5]. Гранатовые амфиболиты I-го типа состоят из  $Bar+Grt+Ep$  и содержат агрегаты  $Act+Stp+Chl$ , иногда с альбитом и незначительным количеством кварца в матриксе. Гранатовые амфиболиты II-го типа, переслаивающиеся с эклогитами, отличаются обилием порфиروبластов граната и отсутствием альбита и кварца в матриксе. Сланцеватость обусловлена доминирующей ориентировкой продолговато-вытянутого барруазита и призматического эпидота. Идиоморфные кристаллы граната диаметром 0.5-1.5 мм содержат включения кварца, барруазита и стильпномелана. Гранатовые амфиболиты III-го типа с метаморфической расслоенностью содержат гранат, продолговатые выделения барруазита, эпидота, хлорита, фенгита и линзовидные порфиروبласты альбита. Порфиروبласты граната содержат включения барруазита, эпидота, рутила и кварца. Эти включения образуют складки волочения, сформированные синхронно со сланцеватостью матрикса. Гранат также рассеян кварцевыми прожилками с хлоритизацией по краям. Барруазит, как и в эклогитах, оторочен глаукофаном и оба замещаются актинолитом. Редкий винчит образует чешуйки в матриксе вместе с эпидотом и барруазитом. P-T условия образования эклогитов и, возможно, гранатовых амфиболитов II-го типа оцениваются давлением 1,3-2 ГПа и температурой 590-660°C [5]. Возраст эклогитов, определенный Ar-Ar методом по амфиболу [4], от  $636\pm 10$  до  $627\pm 5$  млн лет. Всего в балтырганском комплексе фиксируется четыре группы Ar-Ar и K-Ar возрастов: 635, 535-540, 523 и 473-487 млн лет, свидетельствующие о его полиметаморфическом генезисе, включающем позднепротерозойский субдукционный метаморфизм, эксгумацию и более поздние дислокации в раннепалеозойской тектонической зоне [4].

Западнее Чаганузунского ультрамафитового массива в гранатовых амфиболитах проявлена **плаггиомигматизация** (рис.1). Степень мигматизации не превышает первых процентов объема пород, площадь мигматизированных участков составляет десятки метров. По степени обособленности лейкосомы выделяется четыре типа плаггиомигматитов. Первый тип представлен новообразованными кварц-плаггиоклазовыми оторочками вокруг порфиروبластов граната. Второй тип представлен слоисто-полосчатыми обособлениями кварц-плаггиоклазового материала, содержащими гранат и отделенными от меланосомы гранатовыми прослойками. Третий тип представлен крупными (метр и более) линзовидными обособлениями лейкосомы конформными полосчатости и сланцеватости в амфиболитах. Ее состав  $Pl_{25-30} = 60-70\%$ ,  $Q = 30\%$ ,  $Amf = 5\%$ . Четвертый тип – секущие полосчатость и сланцеватость жилы и дайки лейкоплаггиогранитов, по минеральному составу аналогичные третьему типу.



**Рис.1.** Схема геологического строения водораздела рек Чуя - Чаганузун.

1 – отложения квартера; 2- терригенно-вулканогенные отложения девона; 3 – metabasalts IAB-типа раннего кембрия; 4 – известняки баратальской серии венда; 5 – metabasalts MORB-типа рифея-венда; 6 – бальтырганский метаморфический комплекс: а – эцлогитсодержащие гранатовые амфиболиты, б – плагиомигматизированные гранатовые амфиболиты; 7 – чаганузунский ультрамафитовый комплекс; 8 – места отбора и номера геохронологических проб.

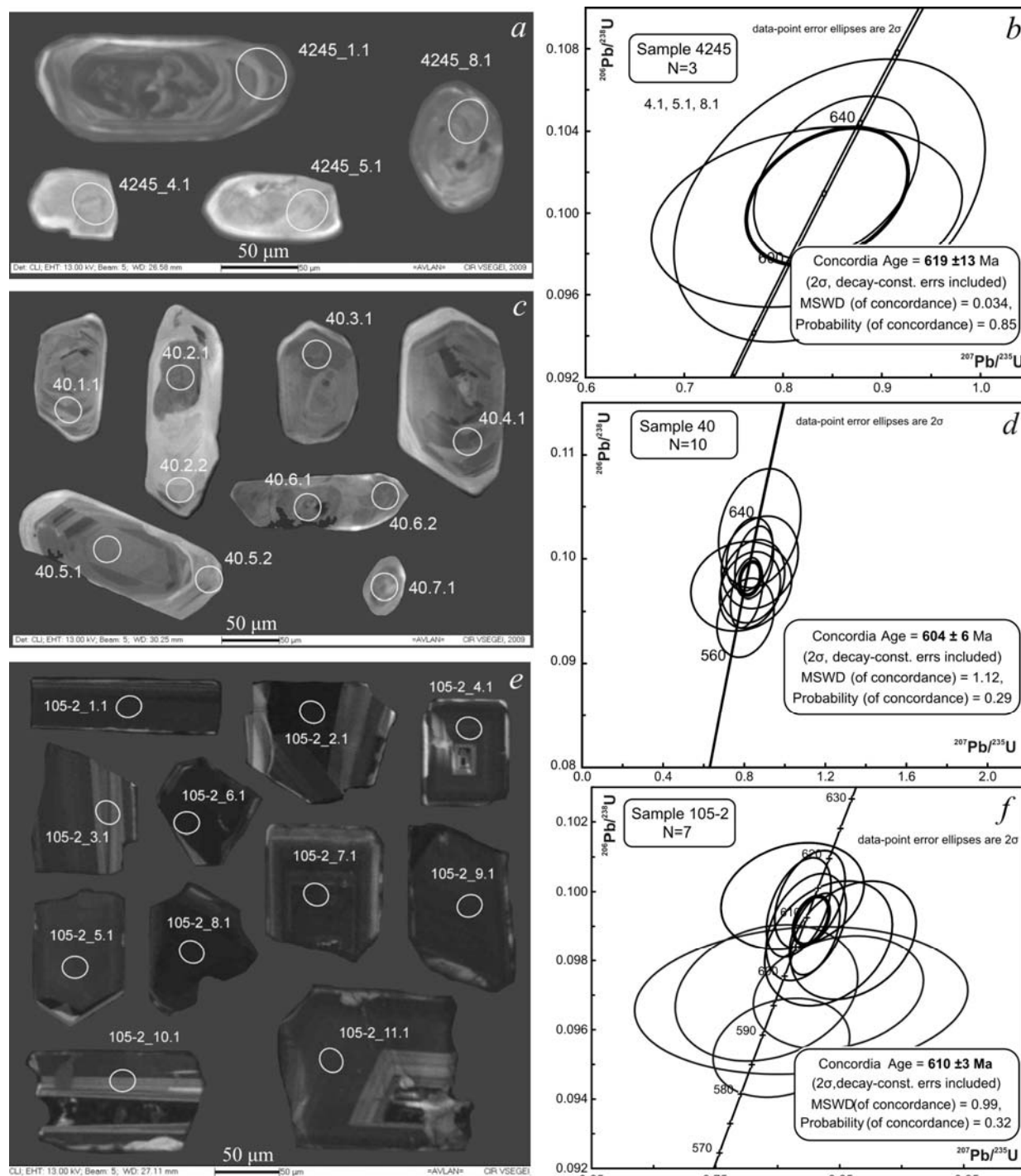
**Fig. 1.** The geological scheme of the watershed of rivers Chuya - Chaganuzun.

1 - Quaternary sediments; 2 - Devonian terrigenous-volcanogenic deposits; 3 - Early Cambrian IAB-type metabasalts; 4 - Vendian limestone of Baratal series; 5 - Riphean-Vendian MORB-type metabasalts; 6 - Baltyrgan metamorphic complex: a - eclogite-bearing garnet-amphibolites, b - plagiomigmatization in the garnet-amphibolites; 7 - Chaganuzunsky ultramafic complex; 8 - site and number of samples for geochronological investigations.

Эцлогиты и гранатовые амфиболиты имеют сходные геохимические особенности. Для них характерны низкая кремнекислотность ( $\text{SiO}_2 = 47.3-49.9\%$ ) и нормальная щелочность ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.54-3.66\%$ , при  $\text{K}_2\text{O} = 0.19-0.32\%$ ), высокая железистость  $\text{FeO}_t$  ( $12.6-14.0\%$ ,  $\text{FeO}_t/\text{MgO} = 1.8-2.0$ ), повышенные  $\text{TiO}_2 = 1.8-2.2\%$ ,  $\text{CaO} = 8.4-10.5\%$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.7-13.3\%$ . По сравнению с базальтами N-MORB-типа в них повышенные содержания K, Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, U и РЗЭ ( $\Sigma\text{REE} = 54-88\text{ ppm}$ ). Графики распределения РЗЭ слабовыпуклые, подобные таковым в базальтах N-MORB-типа. В эцлогитах отсутствует, а в амфиболитах слабо выражена отрицательная Eu аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.0 - 0.8$ ).

Характерными особенностями лейкоплагиогранитов лейкосомы третьего типа являются высокие содержания  $\text{SiO}_2 = 75.8\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.5\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 7.2\%$ , при низких -  $\text{K}_2\text{O} = 0.52\%$ ,  $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.02$  и  $\Sigma\text{REE} = 1.21\text{ ppm}$ . Высокие величины  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 3.46$ ,  $\text{Sr}/\text{Y} = 426$  и другие особенности сопоставимы с характеристиками адакитовых гранитов, кристаллизующихся из расплава, равновесного с гранатсодержащим реститом.

Циркон в эцлогитах встречается редко и представлен 4 зернами (рис. 2, а), различающимися по степени метаморфической рекристаллизации. Наиболее крупное зерно циркона с ритмичной, но нарушенной магматической зональностью (рис. 2, а, точка 4245\_1.1) имеет возраст 1652 млн лет и, возможно, отражает возраст эцлогитового протолита или является ксеногенным. Возраст метаморфизма эцлогитовой фации по трем измерениям  $619 \pm 13$  млн лет (рис. 2, б). Возраст метаморфизма амфиболитовой фации (гранатовые амфиболиты), ретроградного для эцлогитов, по 10 измерениям -  $604 \pm 6$  млн лет (рис. 2, с, d). Циркон в плагиогранитах (рис. 2, е) отличается по морфологии и зональности от метаморфического циркона в эцлогитах и гранатовых амфиболитах. Конкордантный возраст по 7 измерениям составил  $610 \pm 3$  млн лет (рис. 2, d). Этот возраст, в пределах статистической погрешности измерений, перекрывается с возрастом гранатовых амфиболитов.



**Рис.2.** Католюминесцентные изображения типowego циркона и U-Pb диаграммы с конкордиями.

Кружками обозначены участки анализов SHRIMP. а, b – эклогиты; с, d – гранатовые амфиболиты; е, f – плагиограниты. Центр Изотопных Исследований ВСЕГЕИ, аналитики: А.Н. Ларионов, Е.Н. Лепехина, И.П. Падерин.

**Fig. 2.** Cathodoluminescence images of typical zircon and U-Pb Concordia diagram

Circles denote areas of SHRIMP analyses. а, b – eclogites; с, d – garnet-amphibolites; е, f – plagiogranites. The Centre of Isotopic Research (CIR) of the A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). The analysts: A.N. Larionov, E.N. Lepekhina, I.P. Paderin.



Аналогичный возраст  $605 \pm 8$  млн лет ( $MSWD=0.84$ , SHRIMP II) получен для адакитовых плагиогранитов Воскресенского интрузивного массива, который также размещается в Кузнецко-Алтайской сутурной зоне, более чем в 500 км севернее изученного нами участка. Это свидетельствует о крупномасштабности магматических событий с возрастом  $\sim 605$  млн лет. Плагиомигматизация гранатовых амфиболитов отражает ретроградные изменения в процессе эксгумации метаморфических пород высокого давления. Плавление гранатовых амфиболитов и эклогитов происходило возможно под воздействием водно-углекислого флюида [1], отделявшегося при деволитализации серпентинизированных ультрамафитов или глаукофановых сланцев. Богатый  $Na_2O$  и  $SiO_2$  и бедный  $P_2O_5$  расплав отжимался на более высокие горизонты, накапливался и эволюционировал в магматических камерах, из которых внедрялись магмы адакитовых плагиогранитов, подобных породам Воскресенского интрузива.

Baltyrgan eclogite - amphibolite metamorphic complex [2] located in the western part of Altai-Sayan accretionary-collisional area within the Kuznetsk-Altai suture zone of Paleo-Asian Ocean. It consists of several tectonic plates, slivers, lenses and blocks of eclogite-bearing garnet-amphibolites, glaucophane and stilpnomelane schists associated with ultramafic rocks of Chaganuzun massif and metabasalts (Fig. 1). Typomorphic are the dominant garnet-amphibolites. Eclogites form small inclusions or streaks in garnet-amphibolites located to the south-east from Chaganuzun ultramafic massif.

**Eclogites** are characterized by an association of  $Grt + Omp + Bar + Ep + Q + Rt$  [5]. Subhedral garnet near 1 cm in diameter is replaced by chlorite and stilpnomelane along cracks and margins. It contains abundant inclusions of epidote, barroisite, omphacite, quartz, albite, rutile, and phengite. Omphacite form subhedral crystals up to 5 mm in length. Along fractures and edges they are replaced by actinolite and stilpnomelane. Porphyroblastic barroisite often surrounded by glaucophane, which, in turn, is bordered by actinolite. Sometimes glaucophane occur as subhedral crystals within cracks of garnet porphyroblasts and bordered by barroisite. Rutile occurs in the matrix, where it is surrounded by titanite, and as inclusions in pyrite and barroisite.

**Garnet-amphibolites** commonly contain  $Grt + Bar + Ep + Ttn$  with minor quartz, albite, phengite, rutile, winchite, and chlorite. There are three textural-petrographic types of garnet amphibolites [5]. I-type consists of  $Bar + Grt + Ep$  and contain aggregates  $Act + Stp + Chl$ , sometimes with albite and minor amounts of quartz in the matrix. Garnet-amphibolites of II-type are intercalated with eclogites and differ abundance of garnet porphyroblasts and the lack of albite and quartz in the matrix. Schistosity is achieved by the dominant orientation of the elongated barroisite and prismatic epidote. Subhedral garnet crystals with a diameter of 0.5-1.5 mm contains inclusions of quartz, barroisite, and stilpnomelane.

Garnet-amphibolites of III-type having metamorphic layering contain garnet, elongated grains of barroisite, epidote, chlorite, phengite, and lenticular albite porphyroblasts. Garnets contain inclusions of barroisite, epidote, rutile, and quartz. These inclusions form folded trails continuous with the matrix schistosity. Also garnets are cut by quartz veins, and chloritized along their margins. Barroisites are rimmed by glaucophane like those in the eclogites, and both barroisite and glaucophane are replaced by actinolite along cracks and margins. Rare winchites occur together with epidote and barroisite in the matrix.

P-T conditions for eclogites, and possibly garnet-amphibolite of II-type, are estimated by pressure 1.3-2 GPa, and temperature of 590-660°C [5]. The Ar-Ar ages by amphibole from eclogites [4] range from  $636 \pm 10$  to  $627 \pm 5$  Ma. For Baltyrgan complex in total there are four groups of Ar-Ar and K-Ar geochronological data: 635, 535-540, 523, and 473-487 Ma, indicates its polymetamorphic genesis, which includes Upper Proterozoic subduction metamorphism, exhumation and later deformation in Early Paleozoic tectonic zone [4].

To the west of Chaganuzun ultramafic massif in garnet amphibolites manifested **plagiomigmatization** (Fig. 1). The migmatization degree not exceed a few of percent of the rock volume, area migmatized sites amounts to tens of meters. From isolation degree of leucosome distinguishes four types of plagiomigmatites. The first type is represented by newly formed quartz-plagioclase rims around garnet porphyroblasts. The second type is represented by layered banded segregations of quartz-plagioclase material containing garnet and separated from the melanosome by layers of abundant garnet. The third type is represented by large (one meter or more) lenticular leucosome conform to banding and schistosity in garnet-amphibolites. Its composition:  $Pl_{25-30} = 60-70\%$ ,  $Q = 30\%$ ,  $Amp = 5\%$ . The fourth type - banding and foliation discordant veins and dikes of leucoplagiogranites are similar to the third type by mineral composition.

Eclogites and garnet-amphibolites have similar geochemical features. They are characterized by low silica ( $SiO_2 = 47.3-49.9\%$ ) and alkalinity ( $Na_2O + K_2O = 2.54-3.66\%$ , and  $K_2O = 0.19-0.32\%$ ), high iron content ( $FeO_t = 12.6-14.0\%$ ,  $FeO_t / MgO = 1.8-2.0$ ), elevated  $TiO_2 = 1.8-2.2\%$ ,  $CaO = 8.4-10.5\%$ , and  $Al_2O_3 = 12.7-13.3\%$ . Gar-



net-amphibolites, compared with basalts of N-MORB-type, have higher contents of K, Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, U, and REE ( $\Sigma\text{REE} = 54\text{--}88$  ppm). The shape of REE patterns slightly convex similar to those in basalts of N-MORB-type. Negative Eu anomaly in the eclogites is absent, and in garnet-amphibolites weakly expressed ( $\text{Eu} / \text{Eu}^* = 1.0 - 0.8$ ).

Characteristic features of plagiogranites leucosome are the high content of  $\text{SiO}_2 = 75.8\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.5\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 7.2\%$ , low content of  $\text{K}_2\text{O} = 0.52\%$ , ratio  $\text{Rb} / \text{Sr} = 0.02$  and  $\Sigma\text{REE} = 1.21$  ppm. High values of  $\text{Eu} / \text{Eu}^* = 3.46$ ,  $\text{Sr} / \text{Y} = 426$  and some other affinities are comparable with adakite-like granitoids, crystallizable from the melt in equilibrium with the garnet-bearing restite.

Zircon in eclogites are rare and represented by 4 grains (Fig. 2 a), differing by degree of their metamorphic recrystallization. The largest grain of zircon with a rhythmic, but violated magmatic zoning (Fig. 2, and the point 4245\_1.1), has the age of 1,652 Ma, and probably reflects the age of eclogite protolith or it is xenocryst. Concordant age of eclogite metamorphism by the three analyses of  $619 \pm 13$  Ma (Fig. 2, b). Age of amphibolite facies metamorphism (garnet-amphibolites), retrograde to eclogites, by 10 analyses of  $604 \pm 6$  Ma (Fig. 2, a, d). Zircon in the leucoplagiogranites (Fig. 2, e) is differ by morphology and zonation from metamorphic zircon in eclogites and garnet-amphibolites. Concordant age of leucoplagiogranites by 7 analyses of  $610 \pm 3$  Ma (Fig. 2, d). The ages of leucoplagiogranites and garnet-amphibolites are overlaps within the statistical error.

A similar age of  $605 \pm 8$  Ma ( $\text{MSWD} = 0.84$ , SHRIMP II) was obtained for adakitic plagiogranites of Voskresensky intrusive massif, which are also located in the Kuznetsk-Altai suture zone more than 500 km to the north from the studied area. This indicates a large-scale magmatic events with the age of  $\sim 605$  Ma. Plagiomigmatization of garnet-amphibolites reflects retrograde changes in the process of exhumation of high pressure metamorphic rocks. It is possible that melting of garnet-amphibolites and eclogites happened under the influence of water and carbon dioxide fluid [1], which separated by devolatilization of serpentinized ultramafic rocks or glaucophane schist. The melt abundant in  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{SiO}_2$ , and poor in REE, pressing into higher levels, accumulated and evolved in the magma chambers, from which introduced adakitic plagiogranites, like the rocks of Voskresensky intrusion.

#### Литература – References

1. Бутвина В.Г., Сафонов О.Г., Литвин Ю.А. Экспериментальное исследование плавления эклогита с участием флюида  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{KCl}$  при 5 ГПа // ДАН. 2009. Т. 427. №3. С. 365-369.
2. Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского вулканизма в ЮВ части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СОАН СССР. 1991. С. 32-55.
3. Руднев С.Н., Лепехина Е.Н., Родионов Н.В. и др. Вендский этап островодужного гранитоидного магматизма в Кузнецком Алатау // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Тез. докл. Т.2. Иркутск. 2010. С. 59-61.
4. Dobretsov N.L., Buslov M.M. Serpentinic mélanges associated with HP and UHP rocks in Central Asia // International Geology Review. 2004. V. 46. № 11. P. 957-980.
5. Ota T., Buslov M.M., Watanabe T. Metamorphic Evolution of Late Precambrian Eclogites and Associated Metabasites, Gorny Altai, Southern Russia // International Geology Review. 2002. V. 44. № 9. P. 837-858.

## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ТЕРМАЛЬНЫЙ ИМПУЛЬС В ПОРОДАХ АРХЕЙСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ГРИДИНО (БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Докукина К.А.<sup>1,2</sup>, Конилов А.Н.<sup>1,3</sup>, Ван К.В.<sup>3</sup>, Минц М.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ГИН РАН, Москва, dokukina@mail.ru

<sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова

<sup>3</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка,

## PALEOPROTEROZOIC THERMAL IMPACT IN ARCHEAN ROCKS OF GRIDINO ECLOGITE ASSOCIATION (BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE)

Dokukina K.A.<sup>1,2</sup>, Konilov A.N.<sup>1,3</sup>, Van K.V.<sup>3</sup>, Mints M.V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Geological Institute of the RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> The Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Institute of Experimental Mineralogy of the RAS, Chernogolovka, Moscow region, Russia

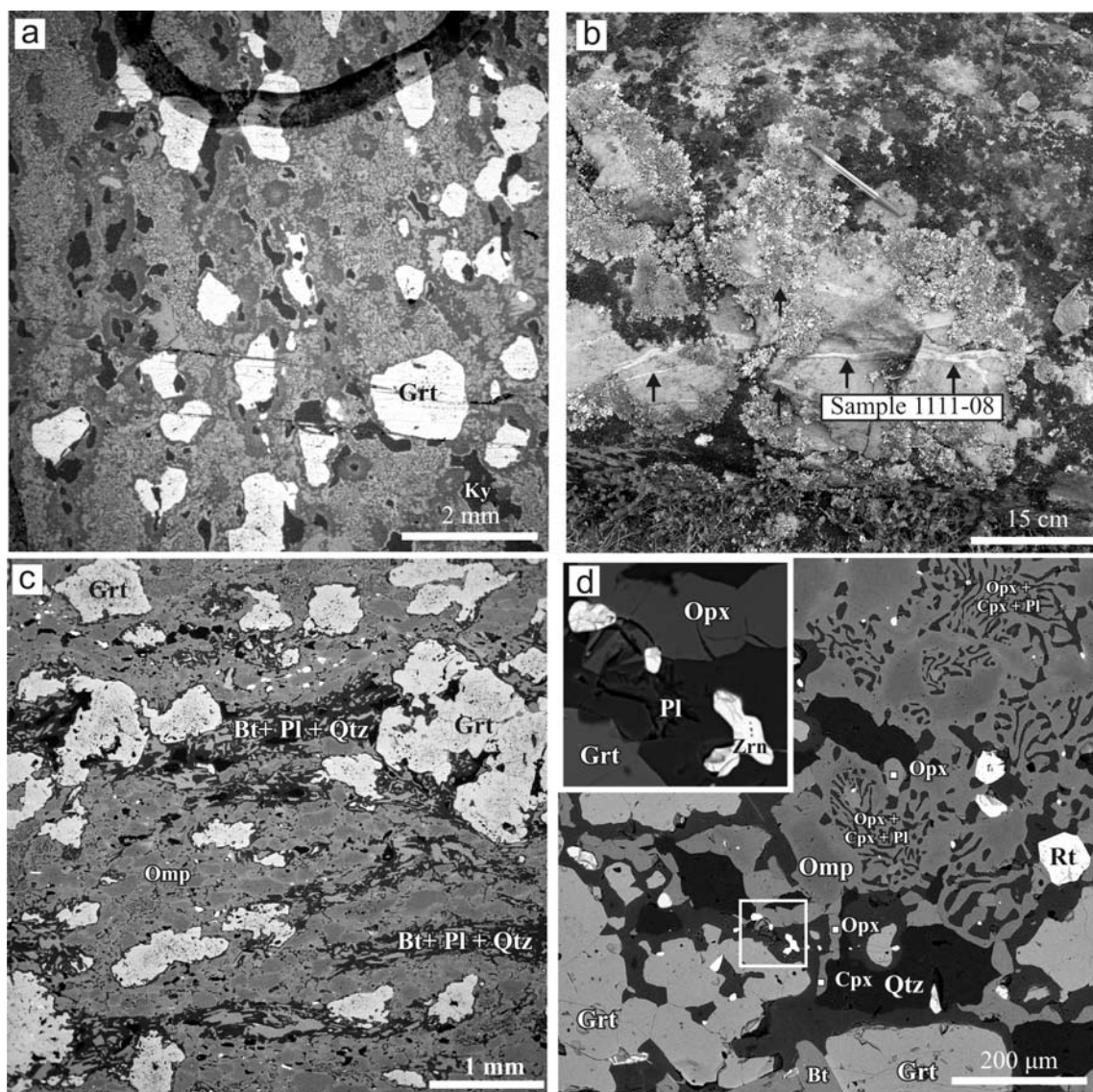
В пределах Южно-Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов [3]. Беломорская эклогитовая провинция включает ассоциации двух типов, различающиеся по природе протолитов. Эклогиты ассоциации Салмы формировались по породам океанической коры. В ассоциации Гридино эклогитизации подвергались континентальные породы, включающие мафические дайки и фрагменты мафических пород. Детальные исследования привели нас к выводу о том, что эклогитовый метаморфизм всех пород Гридино был не позднее 2.7 млрд лет назад [7]. Однако значение события с возрастом ~2.4 млрд лет, фиксирующегося по отдельным цирконам, регулярно встречающимся в составе эклогитизированных мафических пород [2, 5, 7] оставалось не понятым. Многие исследователи эклогитов в районе с. Гридино не сомневаются, что возраст ~2.4 млрд лет в дайках есть не что иное, как возраст интрузии мафических даек и выделяют в истории формирования горных пород в этом районе два этапа эклогитизации [8] – архейский на рубеже 2.72 млрд лет, связанный с погружением океанической плиты в зону субдукции; и палеопротерозойский, связанный с «автономной» эклогитизацией палеопротерозойских мафических даек, о сценариях которой ведутся жаркие споры [1, 4, 6 и др.]. В отличие от распространенного мнения о палеопротерозойском возрасте эклогитизированных даек, мы считаем, что дайки интродировали в архее, а эклогитизация всех породных комплексов Гридино связана с архейскими субдукционно-коллизийными процессами вдоль активной окраины Кольского континента. Наши выводы основаны на результатах классического и SHRIMP II датирования цирконов из гранитных лейкосом и эндебитов, пересекающих и мигматизирующих эклогитизированные дайки. Необходимо отметить, что в датированных кислых жилах фиксируются минеральные ассоциации и эклогитовой (14-17 кбар при 750-850°C), и высокобарической гранулитовой (10-13 кбар при 750-850°C) фаций, т.е. эти жилы формировались в декомпрессионных условиях на ретроградной ветви метаморфической эволюции. Во всех случаях цирконы из эндебитов и гранитных жил несут в себе свидетельства метаморфического и магматического события на рубеже 2.71 млрд лет [7].

Интерпретация возраста 2.4 млрд лет, как времени интрузии мафических эклогитизированных даек Гридино, кажется нам не очевидной. Подходом к решению проблемы стало петрологическое исследование датированной [5] будины кианит-содержащих апоэклогитов на о-ве Высоком Великой губы Белого моря. Это ретроградно измененный хлоритизированный симплектитовый эклогит, содержащий крупные зерна кианита (рис. 1а). Датирование небольшого количества низко-U призматических цирконов дало конкордантное значение возраста 2415±2 млн лет [5], который авторы публикации

связывают с интрузией дайки. Однако никаких ясных признаков того, что опробованный фрагмент принадлежал дайке, нет ни на уровне обнажения, ни на микроуровне: в породе нет магматических минералов, Отпр сохраняется только в виде включений в Grt, вокруг кианита сформированы зональные короны плагиоклаза с включениями шпинели во внутренних частях (рис. 1а). Возник закономерный вопрос: какое событие датировали авторы?

Мы провели исследования в дайке эклогитизированных оливиновых габброноритов на восточной окраине села Гридино, где О.И. Володичевым с соавторами [2] по цирконам с высоким содержанием U и Th был определен возраст 2393±13 млн лет, который авторы статьи интерпретировали как возраст магматизма. В пробах присутствовали также и осцилляционные цирконы с <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb возрастными 2.62-2.84 млрд лет, проинтерпретированные как ксеногенные включения [2]. Геохронологическая проба была отобрана из флюидальных прожилков, приуроченных к зоне наложенной деформации, пересекающей дайку, образованную бескварцевым Орх эклогитом (рис. 1б). Прожилки пред-

ставлены кварцсодержащим симплектитовым эклогитом с линейными просечками Qtz-Bt-Pl состава (рис. 1с) или образованными чистым кварцем. Вдоль просечек кварца проявлены линейные скопления Grt и зерен Rt. На границе Qtz и Grt формируются Оpx-Pl реакционные каймы. В составе 2Рх-Pl симплектитов сохраняются реликты Оmp с содержанием Jd до 30 %, в Grt содержатся включения Ку и Оmp. Важно отметить, что в симплектитах повсеместно встречаются зерна хлор-апатита с содержанием Cl до 6.37 вес. %, Rt, высокотитанистый Bt (до 7 вес. %  $\text{TiO}_2$ ) и линейные цепочки зерен цирконов (рис. 1d). Формирование прожилков, по-видимому, связано с просачиванием в эклогит насыщенного хлором кислого флюида, природа которого заслуживает отдельного обсуждения.



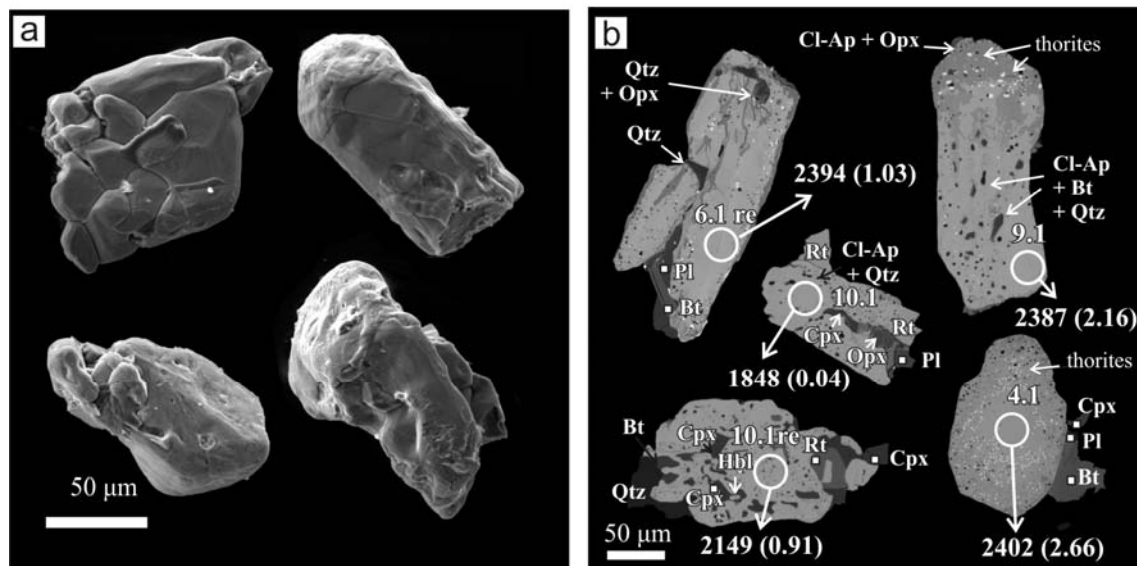
**Рис. 1.** а) BSE изображение Ky-содержащего симплектитового эклогита

о-в Высокий Великой губы Белого моря; б) Фотография отобранных на цирконы флюидальных прожилков (проба 1111-08) по ортопироксеновым эклогитам (сформированным по оливиновым габброноритам), Восточная окраина с. Гридино; в) BSE изображение просечек Qtz-Bt-Pl состава, пересекающие Оpx эклогит в зоне деформации и симплектитизации; д) BSE изображения цирконов, приуроченных к Оpx-Cpx-Pl симплектитам.

**Fig. 1.** а) BSE image of Ky-bearing symplectite eclogite

(locality Vysokiy Island, Velikaya bay, White sea); б) Field photos of outcrop of fluidal veins (sample 1111-08) in Opx eclogite (in Ol gabbro-norite dyke), Eastern outskirts of the Gridino Village locality; в) BSE image of streaks of Qtz-Bt-Pl composition crosscutting the Opx eclogite in deformation and symplectitization zone; д) BSE image of zircon grains in Opx-Cpx-Pl symplectite.

Из пробы весом 430 г было выделено 50 зерен циркона, принадлежащих единственной популяции: цирконы имеют специфическую «комковатую» форму с полыми углублениями – следами газово-жидких включений (рис. 2а). Цирконы не имеют свечение в CL. В поперечных сечениях они выглядят как расщепленные шестоватые, округлые и амебообразные зерна, прорастающие сквозь твердую породу в ограниченных условиях роста. Цирконы содержат многочисленные включения Орх, Срх, высокотитанистого Bt, Rt, Qtz, Cl-апатита - минералов симплектитов и минералов, кристаллизовавшихся с участием флюида (рис. 2б). В цирконах выделяются однородные высоко-Th участки и участки наложенной перекристаллизации. Однородные участки характеризуются ураганными содержаниями Th (до 17700 ppm), U (до 8500 ppm), Y (до 30000 ppm), Hf (до 9750 ppm) и PЗЭ (до 14500 ppm) и высокими Th/U отношениями (1.0-2.8). Конкордантный U-Pb возраст таких участков, полученный на SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) равен 2394±6 млн лет. Измененные участки цирконов, характеризуются относительно пониженными, вплоть до очень низких Th/U отношениями (0.91-0.04), снижением концентраций Th (18-3810 ppm), U (188-3263 ppm), Y (874-4864 ppm) и PЗЭ (1307-4234 ppm), содержат до 10 вес. % H<sub>2</sub>O, повышенные концентрации Na, K, Ca, Fe, а также многочисленные выделения торита. Возраст перекристаллизации цирконов соответствующий значению 1886 ±10 млн лет связан со свекофенским тектоно-метаморфическим этапом.



**Рис. 2.** а) SE изображения цирконов, проба 1111-08; б) BSE изображения датированных цирконов, проба 1111-08. Белые кружки – место SHRIMP II анализа, цифрами даны значения <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb возраста в млн лет, в скобках - величина Th/U отношения.

**Fig. 2.** a) SE image of zircon grains, sample 1111-08; b) BSE image of dated zircons, sample 1111-08. Circles indicate spots of SHRIMP II U–Pb analyses; <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb ages are reported in Ma; Th/U ratios are in parentheses.

**Вывод.** Формирование цирконов возраста 2.4 млрд лет связано с процессами взаимодействия эклогитизированных пород дайки габброноритов с высокотемпературным флюидом и не имеет отношения к возрасту мафической интрузии и времени ее эклогитизации.

Eclogite bodies are in South-Kola active margin along northeastern boundary of Belomorian accretion orogen. Eclogites formed in the time of Meso-Neoproterozoic subduction of oceanic and continental crust [3]. Belomorian eclogite province involves two associations with different protoliths. Compositional and structural features of the Salma eclogites suggest that the protolith was Archean oceanic crust. The high-pressure processes in the Gridino area developed in a continental crust of TTG affinity and are especially evident in mafic enclaves and dykes. We investigated Gridino high-pressure rocks and drew a conclusion about Archean age of eclogite metamorphism (not younger 2.7 Ga ago) [7]. However we did not understand value of event with age about 2.4 Ga which was measured in individual zircons from eclogitized mafic rocks [2, 5, 7]. Many researchers of Gridino area do not doubt the 2.4 Ga age is time of mafic dyke's intrusions. Researches and select in story of a rock forming two stage of eclogite metamorphism: Archean stage associated with burial of an oceanic slab to a subduction zone; Paleoproterozoic stage associated with

“local” eclogitization of Paleoproterozoic mafic dykes [1, 4, 6 etc]. We think that mafic eclogitized dykes intruded at Archean time and eclogitization of all Gridino rocks connects with Archean subduction-collision processes along the Kola continent active margin. Our conclusions were based on results of classic ID TIMS and SHRIMP II (VSEGEI) dating of zircons from granite leucosome and enderbite which cross-cut the eclogitized dykes. It should be note that dated acid veins have eclogite (14-17 kb at 750-850°C) and high-pressure granulite (10-13 kb at 750-850°C) mineral assemblages and were formed during decompression at retrograde stage of metamorphic evolution. Zircons from the acid veins indicate metamorphic and magmatic event about 2.71 Ga [7].

Interpretation of age 2.4 Ga as the time of intrusion of eclogitized dyke of Gridino is unobvious for us. We examined of a dated boudin [5] of kyanite-bearing retrograde altered chloritized symplectite eclogite in Vysokiy island of Velikaya bay of the White Sea (Fig. 1a). Dating of few low-U prismatic zircon grains gave age of  $2415 \pm 2$  Ma [5] that authors of publication connect with the magmatic intrusion. There are no clear evidences of a dyke origin of this boudin: no crosscutting boundary and no igneous minerals. The question is: what event was dated by authors?

For this study, we examined an eclogitized olivine gabbro-norite dyke (Eastern outskirts of the Gridino Village locality) where O.I. Volodichev with coauthors [2] dated high-Th and U zircons with age  $2393 \pm 13$  Ma interpreted as the time of the dyke intrusion. Note other zircon grains from this body gave ages of 2.62-2.84 Ga and considered by the authors as inherited from the country rocks [2]. Geochronological sample was collected for zircon dating from fluidal veins, which confined to superposed deformation zone in quartz-poor Opx eclogite (Fig. 1b). Veins are symplectite eclogite with linear streaks of Qtz-Bt-Pl (Fig. 1c) and pure Qtz composition. Linear accumulation of garnet and rutile are along streaks of quartz. Opx-Pl corona form in boundary Qtz and Grt. Relics of Omp (Jd to 30 %) remain in 2Px-Pl symplectite, Ky and Omp inclusions are in Grt. It is important note symplectite contains chlorine-apatite (Cl to 6.37 wt. %), Rt, high-Ti Bt (upto 7 wt. %  $\text{TiO}_2$ ) and chains of zircon grains (Fig. 1d). Fluidal veins forming probably associated with an infiltration in eclogitic rock a chlorine-rich acid fluid which nature deserves a special discussion.

50 zircon grains of single population were separated from about 400 g of fluidal vein's rock. Zircon grains are specific “clumpy” morphology and cavities – traces of fluid inclusions (Fig. 2a). Zircon has no cathodoluminescence. Cross-sections of zircon are split pole-like, rounded and amoeboid morphology which grown through crystalline rock in limited-growth condition. Zircon grains contain numerous mineral inclusions: Opx, Cpx, high-Ti Bt, Rt, Qtz, Cl-Ap – minerals of symplectite and mineral of fluid (Fig. 2b). Two types of area can be distinguished inside of zircons: homogeneous high-Th area and area of superposed recrystallization. Homogeneous areas are characterized by “hurricane” concentrations of Th (up to 17700 ppm), U (up to 8500 ppm), Y (up to 30000 ppm), Hf (up to 9750 ppm) and REE (up to 14500 ppm) and high Th/U ratio (1.0-2.8). Concordia age (SHRIMP II, VSEGEI) of these areas is  $2394 \pm 6$  Ma. Recrystallization areas are characterized by relatively low and very low Th/U ratio (0.91-0.04), decrease of concentrations of Th (18-3810 ppm), U (188-3263 ppm), Y (874-4864 ppm) and REE (1307-4234 ppm), to 10 wt. %  $\text{H}_2\text{O}$ , higher contain Na, K, Ca, Fe, and numerous thorite grains.

**Conclusion.** Zircon forming about 2.4 Ga is connected with interaction of the eclogitic rock of gabbro-norite dyke and high-temperature fluid; this age does not concern the time of mafic intrusion and eclogitization time.

## Литература – References

1. Володичев О.И., Парфенова О.В., Кузнецко Т.И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса перцолитов-габброноритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 37-61.
2. Володичев О. И., Слабунов А. И., Сибелев О. С., Лепехина Е. Н. Геохронология (SHRIMP-II) цирконов из палеопротерозойских эклогитов района с. Гридино (Беломорская провинция) // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. II. СПб., 2009. С. 110–112.
3. Минц М. В., Конилов А. Н., Докукина К. А. и др. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады академии наук. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.
4. Сибелев О. С. Гипотеза магматического транспорта эклогитовых парагенезисов в палеопротерозойских дайках базитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск, 2007. С. 104–108.
5. Слабунов А.И., Володичев О.В., Бибикина Е.В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудообразования. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: ЦИК, 2003. С. 465-467.
6. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // Доклады РАН, 2005. Т.405. №3. С.376-380.
7. Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) // In: (Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S., Eds.) Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond. Elsevier, Chapter 18, p. 591-634.



8. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.B. et al. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // In: (Gee D.G. & Stephenson R.A., Eds.) European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 2006. V. 32, P. 627–644.

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РЕАКЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В МАФИЧЕСКИХ ДАЙКАХ ГРИДИНСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ (БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Докукина К.А.<sup>1,2</sup>, Кониллов А.Н.<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> ГИН РАН, Москва, dokukina@mail.ru

<sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова

<sup>3</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка, konilov@iem.ac.ru

## METAMORPHIC REACTIONARY TEXTURES IN MAFIC DYKES OF GRIDINO DYKE SWARM (BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE)

Dokukina K.A.<sup>1,2</sup>, Konilov A.N.<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Geological Institute of the RAS, Moscow, Russia

<sup>2</sup> The Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>3</sup> Institute of Experimental Mineralogy of the RAS, Chernogolovka, Russia

В составе Гридинского дайкового поля Беломорской эклогитовой провинции выделяются магнезиальные оливиновые габбро и габбронориты, кварцевые габбронориты и железистые габбро (tab.). Петрографическое изучение шлифов из разных даек показывает, что все исследованные дайки (деформированные и недеформированные), независимо от их валового химического состава, мощности и формационной принадлежности подверглись метаморфическим преобразованиям в условиях эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций. В докладе будут представлены некоторые типы коронарных и реакционных структур, изученные в дайках разного состава, формирующихся в высокобарических условиях эклогитовой и гранулитовой фаций (tab.).

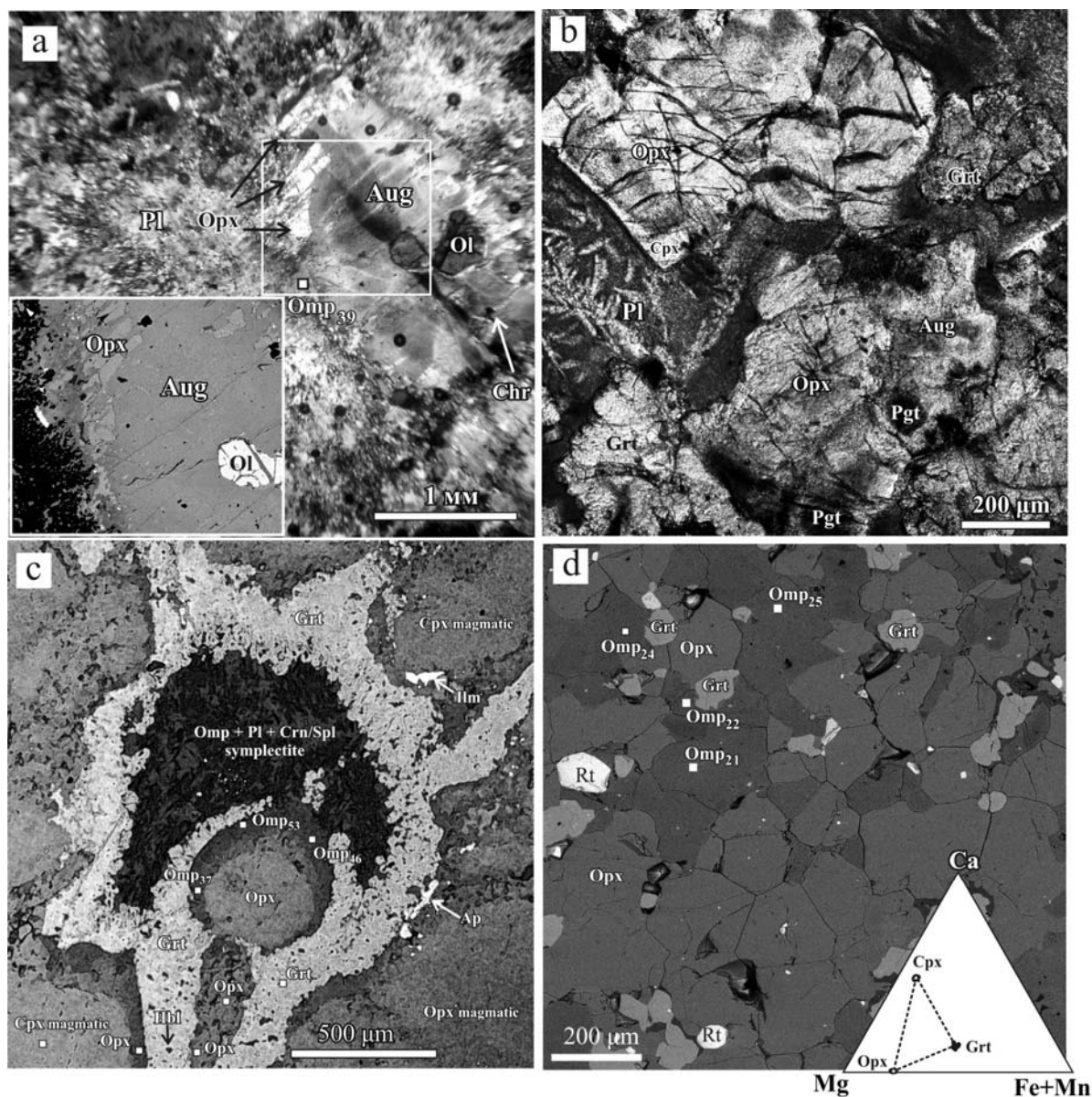
**Table.** Classification of the studied Gridino dykes with characteristic mineral assemblages of magmatism and metamorphism

Rock type		Magmatic assemblage	Pre-eclogitic coronas	Eclogitic assemblage	Post-eclogite coronas	Post-eclogite symplectites	Granulitic assemblage	Mg/(Mg+Fe)
		<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>	<b>F</b>	
Olivine gabbro	<b>I</b>	Ol, Cpx(Aug), Pl, Chr	Omp + Opx	Omp + lamella Opx	Prg	Not found	Opx + Prg	0.72-0.73
Olivine gabbro-norite	<b>II</b>	Ol, Opx, Pgt, Cpx(Aug), Pl, Chr	Omp, Opx	Omp	Grt	Omp-CaTs + Cr/Spl+Pl	Opx+Omp+Grt+Rt	0.69-0.78
Quartz-bearing gabbro-norite	<b>III</b>	Opx, $\pm$ Pgt, Cpx(Aug), Pl, Qtz	Grt	Omp + Grt + Ky + Qtz	Opx + Pl, Cpx + Pl, Opx + Cpx + Pl	Opx + Cpx + Pl	Opx+Cpx+Grt+Pl+Qtz	0.54-0.73
Ferriferous gabbro	<b>IV</b>	Not found	Not found	Omp + Grt + Qtz; Relics of CaTs-Cpx	Cpx $\pm$ Opx + Pl	Opx + Cpx + Pl	Cpx+Grt+Pl+Qtz	0.39-0.51

Note: all mineral abbreviations after [Kretz, 1983]

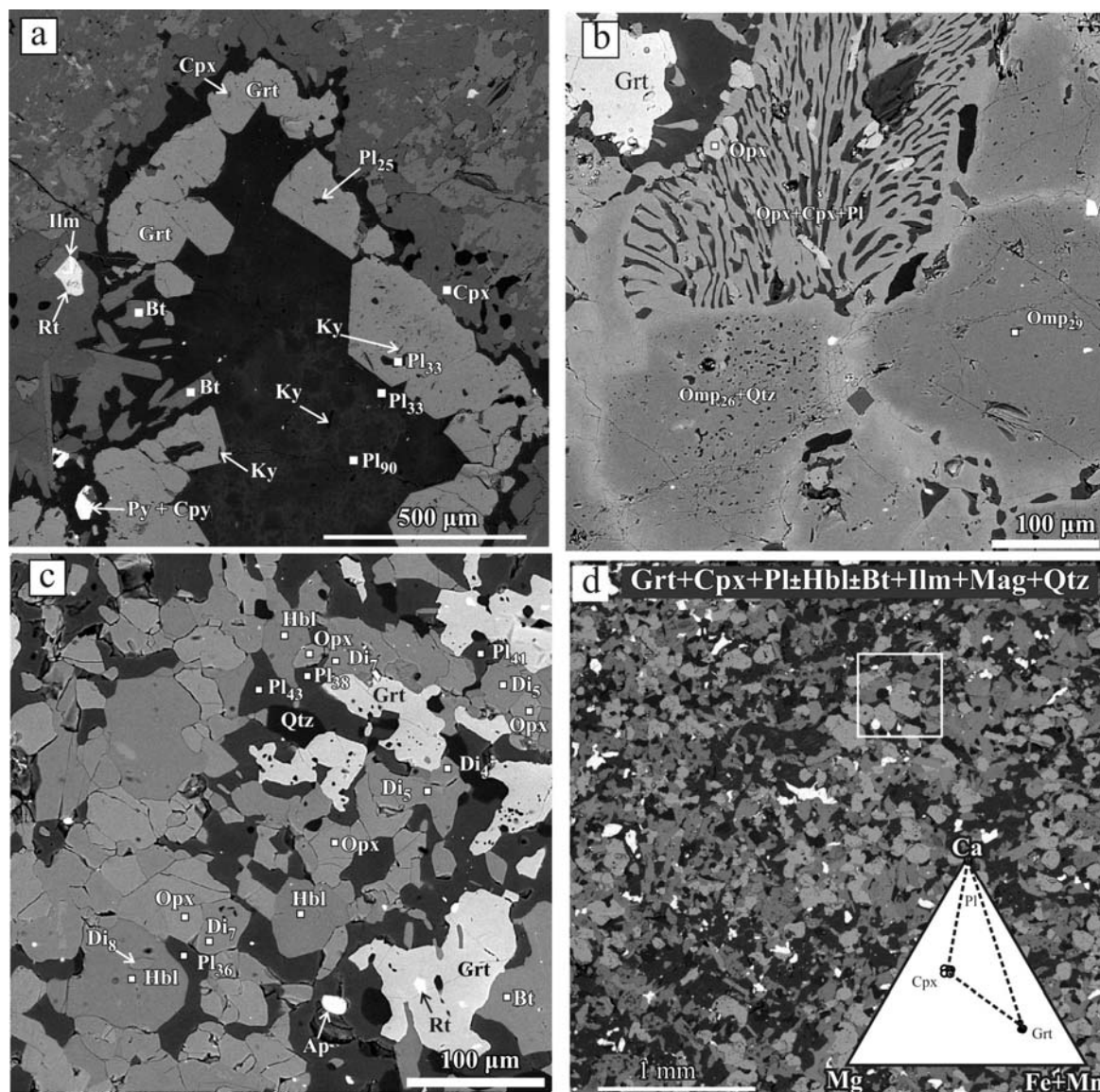
Оливиновые габбро. Были изучены две дайки оливинового габбро в пределах Центрального домена о-ва Избная Луда. В дайках хорошо сохраняются магматические минералы – авгиты, оливины и гранулированный плагиоклаз (assemblage I-A, tab., fig. 1a), поэтому эти дайки часто интерпретируют как неметаморфизованные. Однако в дайках присутствуют высокобарические минеральные парагенезисы, представленные коронами Орх с омфацитом (Jd до 40 мол. %) на границе магматических Aug и Pl (ass. I-A, B, fig. 1a), индивидуальные зерна оливина, как правило, замещаются Орх, в редких случаях наблюдается перекристаллизация Ol с образованием областей с гранобластовыми сростками Орх и Срх. Гранулитовая стадия в Ol габбро представлена равновесным Орх-Amph (паргасит) парагенезисом (ass. I-D, F), который в Ol габбро имеет высокое содержание натрия, относительно амфиболов амфиболитовой фации метаморфизма, достигающее 4.2 масс. % Na<sub>2</sub>O.





**Рис. 1.** а) фотография при скрещенных николях и BSE изображение шлифа ОI габбро: проградная корона Омп и Орх вокруг магматического клинопироксена (ass. I-A, B); б) фотография шлифа ОI габбронорита (николи параллельны): метаморфические клинопироксен и гранат замещают магматические пироксены и плагиоклаз (ass. II-A, D); в) BSE изображение эклогитизированного ОI габбронорита. Первичные омфацитовые короны вокруг магматических пироксенов с закономерным увеличением содержания жадеитового минала по направлению к периферии короны (ass. II-C) и Омп + Pl + Crn/Spl симплектиты (ass. II-E), которые срезаются вторичными гранатовыми коронами с включениями корунда и омфацита (ass. II-D); д) BSE изображение ортопироксенового эклогита по ОI габбронориту (ass. II-F). На тройной диаграмме  $Mg - (Fe^{2+}, Mn) - Ca$  изображено минеральное равновесие Grt, Omp и Орх. Числа в подстрочном индексе у омфацита – содержание Jd.

**Fig. 1.** a) crossed-polarized light microphoto and BSE image of olivine gabbro. Note the prograde corona of omphacite and orthopyroxene around igneous clinopyroxene (ass. I-A, B); b) plane-polarized light microphoto of olivine gabbro: metamorphic clinopyroxene and garnet have overgrown igneous pyroxene (ass. II-A, D) c) BSE image of olivine gabbro: primary omphacite corona around igneous orthopyroxene with regularly increasing jadeite content in the corona rim (ass. II-C), and Omp + Pl + Crn/Spl symplectite (ass. II-E). Secondary corona of garnet with inclusions of corundum and omphacite cuts the omphacite corona (ass. II-D). d) BSE image of orthopyroxene eclogite after olivine gabbro. Inset: Ternary  $Mg - (Fe^{2+}, Mn) - Ca$  diagram showing equilibrium compositions of garnet, orthopyroxene and omphacite. Numbers refer to mole percent jadeite in omphacite.



**Рис. 2.** а) BSE изображение Qtz габбронорита: гранатовые короны с кианитом, сформированные на границе плагиоклазов и пироксенов. В поле плагиоклаза по тону выделяются более светлые участки, соответствующие составам с более тяжелым средним атомным номером (повышенным содержанием анортитовой молекулы), отвечающие составу магматического плагиоклаза Pl<sub>90</sub> (асс. III-A, B); б) BSE изображение экологитизированного Qtz габбронорита: омфацинты (асс. III-C) и Орх-Срх-Pl симплектиты (псевдоморфозы по омфацинту) (асс. III-E). в) BSE изображение Qtz габбронорита: гранулит (асс. III-F). д) BSE изображение Grt-Cpx-Pl ассоциации в дайке железистого метагаббро (асс. IV-F). На тройной диаграмме Mg – (Fe<sup>2+</sup>, Mn) – Ca представлены составы ассоциации Grt + Cpx + Pl. Числа в подстрочном индексе у Pl обозначают содержание An, у Omp и Di – содержание Jd.

**Fig. 2.** а) BSE image of quartz-bearing gabbro-norite: garnet corona with kyanite at the boundary between plagioclase and pyroxene. Anorthitic plagioclase relics in the metamorphic plagioclase aggregate (асс. III-A, B); б) BSE image of eclogitized Qtz gabbro-norite: omphacite (асс. III-C) and orthopyroxene-clinopyroxene-plagioclase symplectite pseudomorphs after omphacite (асс. III-E); в) BSE image of Qtz gabbro-norite: granulite (асс. III-F); д) BSE images of quartz-bearing ferrous gabbro: Grt-Cpx-Pl assemblage (асс. IV-F). Mg – (Fe<sup>2+</sup>, Mn) – Ca ternary diagram shows mineral compositions in equilibria of garnet, clinopyroxene and plagioclase. Numbers refer to mole percent anorthite in plagioclase and mole percent jadeite in clinopyroxene.

Оливиновые габбронориты. Дайки ОI габброноритов характеризуются неоднородным текстурно-структурным строением. В шлифах обнаруживаются магматические минералы: реликты ОI, Орх, авгита, пижонита, гранулированного Pl и хромита (асс. II-A, fig. 1b). ОI замещается ортопироксеном (асс. II-B). В образцах, в ко-



торых отсутствует реликтовый магматический Pl, вокруг Ol и пироксенов формируются короны Omp с прогрессивно нарастающим содержанием до 50 мол. % жадеитового минала (ass. II-B, fig. 1c), которые сменяются симплектитом Omp с Pl и/или с корундом, или со шпинелью (ass. II-E, fig. 1c). Содержание Jd минала в Omp из симплектитов достигает 60 мол. % при высоком содержании CaTs компонента (до 15 мол. %), т.е. короны формировались в результате метаморфической реакции  $Ol + Pl \rightarrow Orx + \text{омфациит-CaTs}$ . На омфацитовые короны накладываются более поздние Grt короны, включающие Omp, корунд и плагиоклаз предыдущей стадии. Grt короны косо срезают как зональные каймы Omp вокруг магматических минералов, так и симплектитовые псевдоморфозы (ass. II-D, fig. 1c). Составы Grt в коронах соответствуют составам Grt в равновесном Rt-Grt-Orx-Omp (Jd до 27 мол. %) парагенезисе в дайках габброноритов (ass. II-F, fig. 1d), который мы связываем с постэколитовыми преобразованиями в условиях гранулитовой фации повышенных давлений.

**Кварцевые габбронориты.** В недеформированных дайках небольшой мощности обычно преобладают гранулитовые гранат-двупироксеновые минеральные парагенезисы с редкими реликтами диопсид-плагиоклазовых симплектитов. В крупных дайках, мощность которых достигает 25-30 м и больше, можно исследовать все этапы метаморфической эволюции. В шлифах установлены реликтовые магматические пироксены: пироксены со структурами распада – Pgt и Aug и Orx (ass. III-A). На границе магматических пироксенов и плагиоклаза формируются Grt короны с включениями Ky, Pl, Cpx и Qtz в Grt (ass. III-B, fig. 2a), указывающие на начало погружения сформированной магматической породы. В поле габбро с коронарной структурой встречаются отдельные участки, где Grt с Ky полностью замещают Pl и формируются участки «инициальной экологизации». На границе участков, где сохраняются магматические текстуры в дайке, наблюдаются постепенные переходы от габбровой структуры с макроскопически отчетливо проявленными коронами Grt вокруг Pl до массивных пород с мелкозернистой структурой Grt-Omp состава, которые представляют собой эколиты (ass. III-C) и симплектитовые эколиты. В экологитизированных участках Grt с включениями Ky образует полные псевдоморфозы по Pl, основная масса этих пород представлена колониями Orx-Cpx-Pl симплектитов, типичных для эколитов, сильно преобразованных при декомпрессии (ass. III-E, fig. 2b) в PT-условиях гранулитовой фации [1, 3]. Среди симплектитов сохраняются реликты Omp (ass. III-C, fig. 2b). Минимальное давление для эколитовой стадии метаморфизма оценивается как 15-17 кбар при температуре 800°C. Кроме Cpx-Orx-Pl симплектитов, Orx входит в состав вторичных корон на границе зерен коронарного Grt с симплектитом основной массы (ass. III-D), а также в состав гранобластовых обособлений, минеральные ассоциации которых могут быть представлены мономинеральным Orx, или Orx и Cpx с резко подчиненной роговой обманкой или типичным для высокобарических гранулитов парагенезисом  $Orx + Cpx + Grt + Pl + Qtz \pm Hbl$  (ass. III-F, fig. 2c).

**Железистые габбро.** В изученных дайках метагаббро нами не выявлены реликты магматических текстур и минералов. Минералы эколитовой фации представлены Grt и Omp (до 36 мол. % Jd) (ass. IV-C). Grt содержит многочисленные включения Ky, Qtz и Omp. Омфациит трансформируется в Cpx-Pl симплектиты с Orx (ass. IV-E), сформированные при декомпрессии в условиях гранулитовой фации. Обычно же метагаббро это массивные гранулитизированные породы с гранобластовой структурой, сложенные Grt, Cpx и Pl ( $\pm Hbl$ , Bt и Qtz) (ass. IV-F, fig. 2d). В ядрах некоторых клинопироксенов диагностируются реликты клинопироксена с повышенным содержанием CaTs минала (до 9.2 масс. %  $Al_2O_3$ ), свидетельствующие о ранней более высокобарной стадии метаморфизма [2].

На контактах даек и в зонах их тектонических деформаций наблюдаются характерные для даек всех комплексов зоны амфиболизации. Наложенная поздняя амфиболизация – характерный признак всех даек Гриндинского дайкового поля.

Gridino dyke swarm of Belomorian eclogite province involve some types of mafic dykes: magnesian olivine gabbro and gabbronorite, quartz-bearing gabbronorite and ferriferous gabbro. Petrologic studies of the different dyke types make it clear that all dykes underwent successive metamorphic transformations (from eclogite through HP-granulite to amphibolite) and have a heterogeneous structure that is more pronounced in the bigger bodies. Characteristic mineral assemblages of different stages of the metamorphic evolution are given in Table 1.

**Olivine gabbro.** We examined two olivine metagabbro dykes (Central domain of Izbnya Luda island locality). Igneous minerals include olivine, augite, chromite and granular plagioclase (assemblage I-A, tab. 1, fig. 1a), therefore these dykes are considered as unmetamorphosed. However coronas of orthopyroxene with omphacite (up to 40 mole %) developed along the contact between igneous plagioclase and augite (ass. I-A, B, fig. 1a). Individual olivine grains are generally rimmed by orthopyroxene corona, or, in rare instances, olivine is replaced by granoblastic orthopyroxene-clinopyroxene intergrowths. The granulite facies stage is evidenced by the equilibrium orthopyroxene-amphibole (pargasite) assemblage in olivine gabbro (ass. I-D, F). Granulite facies amphibole is distinguished from the amphibolite facies amphibole of dykes and gneiss by soda content that reaches 4.2 wt. %

***Olivine gabbro***. Igneous mineral relics include olivine, augite, pigeonite, orthopyroxene, chromite and plagioclase (ass. II-A, fig. 1b). Olivine grains are generally rimmed by orthopyroxene (ass. II-B). Coronas of omphacite with a progressively increasing jadeite content up to 50 mole % (ass. II-B, fig. 1c) developed around olivine and pyroxene in rocks in which relicts of igneous plagioclase are absent. The omphacite corona changes to a symplectite of omphacite with plagioclase and corundum or spinel (ass. II-E, fig. 1c). Jadeite content in symplectitic omphacite reaches 60 mole % at simultaneously high Ca-Tschermak content (up to 15 mole %). Probably such coronas formed as result of the metamorphic reaction  $Ol + Pl \rightarrow Opx + Omp-CaTs$ . Secondary garnet coronas with inclusions of omphacite, plagioclase and corundum intersect primary coronas of orthopyroxene with omphacite and symplectite pseudomorphs (ass. II-D, fig. 1c). Corona garnet composition is similar to garnet composition in the HP granulite assemblage of rutile-garnet-orthopyroxene-omphacite (Jd up to 27 mole %) in olivine gabbro dykes (ass. II-F, fig. 1d).

***Quartz-bearing gabbro***. In undeformed thin dykes a granulite assemblage, garnet-orthopyroxene-clinopyroxene (not omphacite) with rare relics of clinopyroxene-plagioclase symplectite, predominates. In large dykes 25-30 m wide all stages of the metamorphic evolution may be discerned. Igneous structures and mineral associations are preserved in the central part of the dykes. They comprise orthopyroxene and pyroxenes with exsolution structures: inverted pigeonite and augite (ass. III-A). A garnet corona with inclusions of kyanite, plagioclase, clinopyroxene and quartz (ass. III-B, fig. 2a) formed at the contacts between igneous pyroxene and plagioclase at an insipient eclogitization. As the eclogite assemblage begins to form, coronitic garnet with kyanite inclusions completely replaces igneous plagioclase. The rock matrix composed by orthopyroxene-clinopyroxene-plagioclase symplectite, which is typical of strongly retrogressed eclogites in granulite facies condition [1, 3] (ass. III-E, fig. 2b). In rare cases omphacite relicts with up to 36 mole % of jadeite (ass. III-C, fig. 2b) are preserved in the symplectite and as inclusions in garnet with kyanite and quartz. Minimal pressure of eclogite stage is 15-17 kb at 800 °C. Orthopyroxene also forms a corona around garnet (ass. III-D). Locally, orthopyroxene forms part of granoblastic hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene domains. The granulite facies stage in olivine gabbro is evidenced by the equilibrium garnet-orthopyroxene-clinopyroxene-plagioclase-quartz±hornblende assemblage (ass. III-F, fig. 2c).

***Ferriferous gabbro*** invariably contains quartz. Relict igneous textures and minerals were not found. Metamorphic minerals of the eclogite stage are garnet and omphacite (up to 36 mole % Jd) (ass. IV-C). Garnet contains numerous inclusions of kyanite, quartz and omphacite. Omphacite commonly has been transformed to clinopyroxene-plagioclase symplectite with orthopyroxene (ass. IV-E), which was formed during decompression at granulite facies conditions. Generally ferriferous metagabbro has a granoblastic structure composed of garnet, clinopyroxene, plagioclase and quartz (± amphibole and biotite) (ass. IV-F, fig. 2d). Some clinopyroxene grains have a relict core of clinopyroxene with elevated Ca-Tschermak end-member content (up to  $Al_2O_3$  9.2 wt. %). This relict core is evidence of a higher-pressure metamorphism [2]. Decreasing  $Al_2O_3$  in clinopyroxene is evidence of decreasing of pressure and temperature in the metamorphic evolution.

The dyke contacts with host gneiss are characterized by an amphibolite assemblage. Superposed late amphibolitization is a characteristic feature of all Gridino dykes.

#### Литература – References

1. Groppo C., Lombardo B., Rolfo F., Pertusati P. Clockwise exhumation path of granulitized eclogites from the Ama Drime range (Eastern Himalayas) // *Journal of Metamorphic Geology*, 2007. V. 25. P. 51-75.
2. McCarthy T.C., Patiño Douce A.E. Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAN) geobarometer // *Journal of metamorphic Geology*, 1998. V. 16, P. 671-682.
3. Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B. Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA // *Journal of metamorphic Geology*, 2003. V.21, P. 685–698.

## ПОРОДЫ ГРАНУЛИТОВОЙ И ЭКЛОГИТОВОЙ ФАЦИЙ В МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ХРЕБТА ПЕКУЛЬНЕЙ (ЧУКОТКА)

Жуланова И.Л.<sup>1</sup>, Гульпа И.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия, metamor@neisri.ru

<sup>2</sup> ФГУП "Георегион", Анадырь, Россия

## GRANULITE- AND ECLOGITE-FACIES ROCKS IN THE MESO-CENOZOIC STRUCTURE OF PEKULNEY RIDGE, CHUKOTKA

I.L. Zhulanova<sup>1</sup>, I.V. Gulpa<sup>2</sup>

<sup>1</sup> North-Eastern Research Institute, Far East Branch, RAS, Magadan, Russia, metamor@neisri.ru

<sup>2</sup> Georegion Federal State Geological Company, Anadyr, Russia

Узкий (200 км в длину, 15–35 – в ширину) вытянутый на север хр. Пекульней занимает междуречье Белой и Танюера – двух самых крупных левых притоков р. Анадырь. Это сильно расчленённое горное сооружение, возвышающееся более чем на 1000 м над прилежащими с запада и востока неоген-четвертичными впадинами. В традиционной схеме тектонического районирования Северо-Востока Азии структуры хребта рассматриваются в качестве северо-западного фланга кайнозойской Анадырско-Корякской складчатой системы, непосредственно граничащего с эпикратонными чукотскими мезозоидами. Общий облик притихоокеанских кайнозоеид Северо-Востока Азии, включая хр. Пекульней, определяется офиолитовыми поясами, природа которых, несмотря на долгую историю исследований, продолжает дискутироваться.

Современное строение хр. Пекульней блоково-чешуйчатое асимметричное. Асимметрия обусловлена наличием двух различных, тесно тектонически сопряженных структурно-формационных зон: относительно приподнятой северо-западной (в мобилистских моделях – "автохтон") и юго-восточной, изначально составлявшей вулканогенный прогиб, а ныне – "офиолитовый аллохтон". Характерна интенсивная фрагментация допозднемеловых комплексов, их сложные деформации, неоднократный метаморфизм, совмещение на одном эрозионном срезе разнофациальных осадочных и разноглубинных магматических образований. Особый интерес представляют явления петрографической конвергенции интрузивных и метаморфических пород, создающие дополнительные трудности в разрешении вопросов тектоники и геодинамики.

Так, во второй половине 70-х гг. Г.Е. Некрасов высказал мысль, что мелкозернистые амфибол-двупироксеновые базиты северной части хребта, показанные на Государственной геологической карте (ГГК) СССР масштаба 1 : 200 000 (Захаров, 1964) как раннемеловые габбро, якобы представляют собой гранулиты, сопоставимые с архейскими образованиями Оломонского массива и Анабарского щита [4]. Последующие работы показали, однако, что первопроходцы Чукотки были правы: названные породы образуют краевую фацию крупного интрузива, главный объем которого расслоен от плагиоклазовых перидотитов и троктолитов до габброноритов и амфиболовых габбро. Эта породная ассоциация, известная и на юге хребта, выделена в раннемеловой светлореченский комплекс [2]. В этом качестве габброиды показаны и на листах второго поколения среднемасштабной ГГК (Гульпа, 2009 г.).

В то же время мощными неотектоническими движениями на современный срез северной части хребта выведены фрагменты метаморфического комплекса, генетически связанного с внедрением магмы, породившей светлореченский комплекс. Это апотерригенные и аповулканогенные сланцы, гнейсы и амфиболиты, пространственное распределение которых указывает на вертикальную температурную зональность метаморфизма в диапазоне от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации при общем низком литостатическом давлении. Здесь (в отличие от комплексов раннего докембрия) гранитизация проявлялась на пике метаморфизма, приводя к появлению в апобазальтоидном амфиболитовом субстрате биотит-гиперстеновой (чарнокитоидной) лейкосомы [1]. На новых картах выделены две толщи: существенно метаосадочная пекульней-гынская и metabазальтоидная сборненская (обе – предположительно средне-позднепалеозойские).

Ещё более сложна ситуация в зоне "офиолитового аллохтона". Согласно Г.Е. Некрасову, здесь, в подошве среднеюрско-раннемелового базальтово-кремнистого (палеоокеанического) комплекса, залегает, в форме блоков и пластин площадью до 25 кв. км, средне-позднепалеозойская ультрамафит-мафит-гранулитовая ассоциация, к верхам которой отнесены, кроме того, гранат-клинопироксеновые и гранат-биотитовые гнейсы. Появление гранулитов объясняется переработкой подошвы мощной сиалической коры в ходе её растяжения и прогрева при внедрении расслоенной интрузии на уровень коро-мантийного раздела [5]. Г.В. Леднева с соавторами рассматривают ультрамафит-мафиты южной части хр. Пекульней как кумулятивный ком-

плекс, сформировавшийся в глубинной надсубдукционной обстановке при кристаллизации близкого к бонитовому мантийного расплава [3].

По нашим наблюдениям, породы глубинного облика южной части хр. Пекульней гетерогенны. Среди них, несмотря на неоднократные преобразования, распознаются фрагменты как минимум трех геологически самостоятельных комплексов, а именно:

1. Глубинные (ниже уровня устойчивости плагиоклаза) магматические ультрабазиты, объединяющие, в свою очередь, две серии: магнезиально-кальциевую (дуниты, верлиты, клинопироксениты) и глинозёмисто-железистую (гранат-шпинелевые клинопироксениты ортопироксен-, паргасит- и магнетитсодержащие).

2. Фрагменты рамы глинозёмисто-железистых ультрабазитов, представленные текстурно неоднородными крупнозернистыми породами гранобластовой структуры, сложенными гранатом, буро-зелёной роговой обманкой и клинопироксеном в различных количественных соотношениях. Разности, содержащие гранат, чаще всего именуют амфиболовыми эклогитами, хотя низкое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в клинопироксене и повышенное –  $\text{Al}_2\text{O}_3$  не типичны для эклогитов *s. s.* Специфическая особенность этих образований – интенсивная метасоматическая цоизитизация (глубинный вариант дебазификации), которой обязаны своим возникновением чёрно-белые крупнокристаллические породы со следами пластического течения. Обычно их описывают как изменённые габброиды (метагаббро, габбро-амфиболиты), но это неверно: петрографические наблюдения однозначно свидетельствуют, что большеобъёмной цоизитизации и сопутствующей деформации подвергался субстрат, ранее не содержащий плагиоклаза.

3. Структурно и фациально разнообразные диафториты по породам гранулитовой фации регионального метаморфизма – аналогам супракrustальных нижнеархейских образований, слагающих выступы кристаллического фундамента в мезозоидах Верхояно-Чукотской складчатой области. Среди первичных разностей, испытавших диафторез, установлены плагиогнейсы (биотит-гранатовые, гранат-клинопироксеновые) и амфиболиты, сложенные средним плагиоклазом и буро-зеленой либо коричневой роговой обманкой. Подмечено, что тектонизированные фрагменты апогранулитовых диафторитов тяготеют к дунит-клинопироксенитам, но иногда вклиниваются и в мезозойские кремнисто-вулканогенные отложения.

В целом же габброподобные метаморфиты на юге хр. Пекульней – далеко не экзотика: в отдельных "массивах" площади выхода их и магматических ультрабазитов бывают соизмеримы. На листах второго поколения среднемасштабной ГГК, в соответствии с ранее составленной Легендой Корьякской серии листов ГГК-200/2 (Малышева, Малышев, 1999 г.), магматические ультрабазиты отнесены к среднеюрско-раннемеловому пекульнейскому комплексу, и выделена условно архейская "плагиогнейсовая толща", что не отражает всего геолого-петрографического разнообразия района и требует доработки легенды.

Narrow (200 km long and 15–35 km wide) Pekulney Ridge extends northwards and occupies the area between Belaya and Tanyurera, two largest left tributaries of the River Anadyr. It is highly rugged mountain structure, which towers 1000 m above adjacent Neogene-Quaternary depressions located in the west and in the east. In a generally accepted tectonic zonation scheme of North-East Asia the ridge structures are understood as the northwestern flank of the Cenozoic Anadyr-Koryak fold system which borders directly on Chukotka epicratonic mesozoids. The general habit of Pacific cenozoids in North-East Asia, including Pekulney Ridge, depends on ophiolite belts, whose nature is still being discussed, although they have been studied for a long time.

Pekulney Ridge now has a blocky-scaly asymmetric structure. The asymmetry is attributed to the presence of two different, tectonically conjugate structural-facies zones: 1) a relatively uplifted northwestern ("autochthone" in mobilistic models) zone and 2) a southeastern zone, which originally constituted a volcanic downwarp and now an "ophiolitic allochthone". The intense fragmentation of pre-Late Cretaceous complexes, their multiple deformation and metamorphism and the overlapping of sedimentary and igneous units differing in facies and depth on one erosion section are characteristic. Of special interest is the petrographic convergence of intrusive and metamorphic rocks, which creates additional difficulties in solving tectonic and geodynamic problems.

For example, in the late 1970s G.E. Nekrasov assumed that fine-grained amphibole-bipyroxene basic rocks from the northern portion of Pekulney Ridge, shown as Early Cretaceous gabbro on a 1: 200 000 scale State Geological Map of the USSR (Zakharov, 1964), are, in fact, granulites correlatable with Archaean rocks from the Omolon massif and the Anabar Shield [4]. More recent studies have shown, however, that Chukotka pioneers were right in that the above rocks form a marginal facies of a large intrusive unit, most of which is stratified from plagioclase peridotites troctolites to gabbro-norites and amphibole gabbro. This rock assemblage, also known from the southern portion of the Pekulney Ridge, is now understood as a separate Early Cretaceous Svetlorechensky complex [2] and is shown as such on second-generation medium-scale State Geological Map Sheets (Gulpa, 2009).



At the same time, the fragments of a metamorphic complex, related genetically to magma intrusion that gave rise to the Svetlorechensky complex, were uplifted to the present section of the northern Pekulney Ridge by intensive neotectonic movements. These are apoterrigenous and apovolcanic schists, gneisses and amphibolites, whose spatial distribution indicates a vertical zonation of metamorphism from epidote-amphibolite to granulite facies at generally low lithostatic pressure. Here, in contrast to Early Precambrian complexes, granitization manifested itself when metamorphism reached a peak, giving rise to biotite-hypersthene (charnockitoid) leucosome in apobasaltoid amphibolitic substrate [1]. Distinguished in new maps are two units: 1) the Pekulneygytgynsk largely metasedimentary unit and 2) the Sbornensk metabasaltoid unit (both units are presumably of Middle-Late Palaeozoic age).

The "ophiolitic allochthone" zone even shows a more complex pattern. According to G.E. Nekrasov, resting at the base of a Middle Jurassic-Early Cretaceous basalt-cherty (Palaeo-oceanic) complex is a Late Palaeozoic ultramafic-mafic-granulite assemblage in the form of blocks and plates covering an area of up to 25 000 sq. km. Garnet-clinopyroxene and garnet-biotite gneisses are understood as part of the top unit of the assemblage. The occurrence of granites is attributed to the reworking of the base of thick sialic crust during its extension and heating upon emplacement of layered intrusion at the crust-mantle boundary [5]. G.V. Ledneva and co-workers understand ultramafic-mafic rocks from southern Pekulney Ridge as a cumulate complex formed in a deep suprasubduction setting upon crystallization of near-boninitic mantle melt [3].

Our observations have shown that rocks of deep habit from southern Pekulney Ridge are heterogeneous. In spite of multiple alterations, fragments of at least three geologically independent complexes can be distinguished among them, namely:

1. Deep (below the plagioclase stability level) igneous ultrabasic rocks that, in turn, combine two series: a magnesium-calcium series (dunites, wehrlites and clinopyroxenites) and an alumina-iron series (garnet-spinel clinopyroxenites, orthopyroxene-, pargasite- and magnetite-bearing rocks).

2. Fragments of an alumina-iron ultrabasic rock frame represented by texturally heterogeneous coarse-grained granoblastic-structured rocks consisting of garnet, brown-green hornblende and clinopyroxene in different quantities. Garnet-bearing varieties are commonly referred to as amphibole eclogites, although the low  $\text{Na}_2\text{O}$  content of clinopyroxene and high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  concentrations are not typical of *s. s.* eclogites. A distinctive feature of these units is intensive metasomatic zoisitization (deep version of debasification), which gave rise to black-and-white coarse crystalline rocks with traces of ductile flow. They are usually described as altered gabbroids (metagabbro, gabbro-amphibolites), but it is incorrect: petrographic studies have clearly shown that the substrate, which earlier contained no plagioclase, was subjected to large-scale zoisitization and associated deformation.

3. Structurally and facially diverse diaphthorites after the rocks subjected to regional granulite-facies metamorphism similar to Lower Archaean supracrustal rocks which build up the crystalline basement scarps in mesozoids from the Verkhoyno-Chukotka Folded Region. Distinguished in primary varieties subjected to diaphthoresis are (biotite-garnet and garnet-clinopyroxene plagiogneisses and amphibolites consisting of intermediate plagioclase and brown-green or brown hornblende. Tectonized fragments of apogranulitic diaphthorites were found to be confined to dunitic-clinopyroxenites, but sometimes they also intrude Mesozoic siliceous-volcanogenic units.

In summary, gabbro-like metamorphic rocks in southern Pekulney Ridge are far from being exotic because in some "massifs" the area of their outcrops and magmatic ultrabasic rock exposures are comparable. On a second-generation medium-scale State Geological Map, in accordance with an earlier legend to the Koryak series of a State Geological Map Sheets, GGK-200/2 (Malysheva & Malyshev, 1999 г.), igneous ultrabasic rocks are shown as part of a Middle Jurassic-Early Cretaceous Pekulneyveem complex, and an Archaean "plagiogneiss" unit is tentatively shown, which does not fully illustrate the geological-petrographic diversity of the region. Therefore, more efforts are needed to update the legend.

## Литература - References

1. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука. 1990. 304 с.
2. Жуланова И.Л., Перцев А.Н. Базиты северной части хребта Пекульней: геология, петрологические особенности, проблема происхождения // Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 65-76.
3. Леднева и др. Ультрамафиты и мафиты пекульнейского комплекса (Чукотка): высокобарические островодужные кулюляты // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 17-20.
4. Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь) // ДАН СССР. 1978. Т. 238. № 6. С. 1433-1436.
5. Некрасов Г.Е. Фанерозойские гранулиты хребта Пекульней // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Тез. докл. СПб.: ИГД РАН. 2007. С. 231-235.



## ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В РАННЕДОКЕМБРИЙСКОМ РАЗВИТИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Жуланова И.Л.<sup>1</sup>, Кирилюк В.П.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия, metamor@neisri.ru

<sup>2</sup> Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина, Kyrylyuk.V@i.ua

## GRANULITE-FACIES METAMORPHISM AND GRANULITE COMPLEXES IN THE EARLY PRECAMBRIAN CRUSTAL EVOLUTION OF NORTH EURASIA

Zhulanova I.L.<sup>1</sup>, Kyrylyuk V.P.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Northeastern Research Institute, Far East Branch, RAS, Magadan, Russia, metamor@neisri.ru

<sup>2</sup> Ivan Franko Lvov National University, Lvov, Ukraine, Kyrylyuk.V@i.ua

В Северной Евразии ассоциации пород гранулитовой фации (гранулитовые комплексы, гранулиты *s. l.*) широко распространены на щитах, доминируют в фундаменте древних платформ, образуют выступы в складчатых поясах неогей. Они разнообразны по составу и слагают мощные тела с многоуровневой внутренней стратификацией (кристаллические толщи). На основании структурно-тектонических соотношений со своим окружением с начала 30-х гг. (после фундаментальных исследований Д.С. Коржинского на юге Сибири) и до конца XX в. гранулитовые комплексы почти единодушно считались древнейшим стратоном докембрия, имеющим супракрустальную природу (гораздо реже они рассматриваются в ряду продуктов магматической или метаморфо-метасоматической дифференциации первичной земной коры). Общепризнан ареальный (монофациальный) тип метаморфизма докембрийских гранулитов, обусловленный высокими значениями не только  $T^{\circ}$  (650–1000 $^{\circ}$ C), но и  $P_{\text{общ}}$  (3–13 кбар), при их, в общем, положительной корреляции [1]. Масштабы процесса и порождаемые им особенности минерального состава, структур и текстур пород настолько специфичны, что в практике геологического картирования принадлежность метаморфических образований к гранулитовой фации давно закрепились (и используется по сейчас) в качестве критерия их архейского возраста. В концепции двух типов регионального метаморфизма, обусловленных различными по своей природе тепловыми потоками Земли, этот эмпирический критерий получил теоретическое обоснование [4].

Представления о том, какие из комплексов раннего докембрия (дорифея) являются древнейшими, стали исподволь меняться после того, как Международный союз геологических наук избрал чисто геохронометрический подход к расчленению докембрия и "навечно" закрепил границу архея и протерозоя на уровне 2500 млн. лет (1976 г.). Дело в том, что уже в начале 80-х гг. выяснилось, что на всех континентах Земли даты, превышающие 2500 млн лет, гораздо чаще обнаруживаются не в кристаллических, а в "зеленокаменных" толщах, особенно в тех, которые слагают сравнительно узкие пояса на своеобразном по фациальному облику фундаменте, получившем название "серые гнейсы". Для выхода из противоречия с геологическим опытом было предложено считать, что архей континентов представлен не только ареальными гранулитовыми (гранулит-гнейсовыми), но и двухъярусными "гранит-зеленокаменными" областями. Возрастные соотношения тех и других поначалу дискутировались. В настоящее время (когда объем геологического картирования резко уменьшился, и на первый план вышли геохронометрические исследования, особенно цирконометрия) перевес приобретает мнение, что самыми древними (раннеархейскими) в разрезах щитов являются "серые гнейсы" – метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) интрузивные ассоциации.

Гранулитовые комплексы на том же основании стали трактоваться как второстепенные в геоэволюционном отношении, возникшие преимущественно в позднем архее или даже раннем протерозое. Это нашло свое отражение, в частности, в Общей стратиграфической шкале нижнего докембрия России (2001) и, отчасти, в Корреляционной хроностратиграфической схеме раннего докембрия Украинского щита (2004).

Между тем, прямыми геологическими методами более древний возраст "серых гнейсов" (ТТГ) относительно гранулитовых комплексов нигде не установлен, так же как не установлен более молодой возраст последних по отношению к каким-либо иным супракрустальным образованиям. Помещение гранулитовых комплексов в сводных стратиграфических схемах конкретных регионов выше ТТГ (а иногда и выше верхнеархейских зеленокаменных комплексов) базируется исключительно на изотопных датировках. Причем за возраст ТТГ нередко выдаются датировки гиперстеновых плагиогнейсов, переслаивающихся с типичными паропородами. Именно из таких пород для гранулит-гнейсовых комплексов Среднего Побужья и Приазовья получены определения 3,60–3,78 млрд лет [2]. Чтобы интерпретировать соответствующие образования как



"древнейшие ТТГ", только метаморфизованные не в амфиболитовой, а в гранулитовой фации, на Украинском щите (а также и на других) делаются умозрительные попытки отделить гиперстеновые плагиогнейсы от чередующихся с ними разнообразных пород, нехарактерных для ТТГ (высокоглиноземистые гнейсы, мраморы, кальцифиры, кварциты). Однако подобные операции противоречат всему предшествующему опыту геологического картирования областей развития гранулитовых комплексов.

Таким образом, в настоящее время нет реальных геологических данных, чтобы отказаться от представления о гранулитовых комплексах как о наиболее древних **стратиграфических подразделениях нижнего докембрия**, сформированных в раннем архее в термодинамических условиях, которые на более поздних этапах эволюции земной коры в геологически значимом масштабе не повторялись. В то же время следует подчеркнуть, что для стратиграфической корреляции пространственно разобщенных гранулитовых комплексов базовым критерием служит не столько степень и характер их метаморфизма, сколько формационные особенности – главные индикаторы геотектонических (геодинамических) и палеогеографических обстановок формирования древнейшей слоистой оболочки Земли. Наиболее полные разрезы гранулитовых комплексов на Украинском, Алдано-Становом, Анабарском щитах, в Верхояно-Чукотском регионе включают до 5–7 четко различающихся геологических формаций (таблица). На более же высоких стратиграфических уровнях докембрия не известны образования, которые могли бы претендовать на роль протолита наиболее ярких из них: кинцигитовой, эндербит-гнейсовой, лейкогранулитовой, высокоглиноземисто-кварцитовой, мрамор-кальцифировой и некоторых других. Их количество, относительная роль, а иногда и последовательность в разных регионах могут различаться – в силу латеральной изменчивости, свойственной любым супракrustальным накоплениям. Однако при целенаправленном подходе признаки, способные обеспечить межрегиональную корреляцию древнейших разрезов на уровне геологических формаций, выявляются вполне определенно.

Геолого-формационная корреляция гранулит-гнейсовых комплексов Восточно-Европейской платформы и Востока России

Геологические формации Geologic Assemblages	Восточно-Европейская платформа The East European Platform							Восток России The East of Russia		
	I		II		III		IV	V		VI
	1	2	3	4	5	6		7	8	
Лейкогнейсовая Leucogneissic										
Ритмичнослоистая глиноземисто-базитовая Alumina-basic rhythmicstratified										
Кондалитовая Khondalitic										
Мрамор-кальцифировая Marble-calciiphyric										
Высокоглиноземисто-кварцитовая High-alumina-quartzitic										
Лейкогранулитовая Leucogranulitic										
Эндербито-гнейсовая Enderbite-gneissic										
Кинцигитовая Kinzigitic										
Базитогранулитовая Basicgranulitic										

*Примечание.* I – Украинский щит: 1 – Подольский и Бугско-Росинский мегаблоки (побужский комплекс), 2 – Приазовский мегаблок (приазовский комплекс); II – восточная часть Балтийского щита: 3 – Беломорский мегаблок (а – лапландский комплекс, б – беломорский комплекс), 4 – Кольский мегаблок (кольская серия); III – Белорусско-Прибалтийский геоблок: 5 – Белорусско-Прибалтийский пояс (шучинская серия); 6 – Брагинский массив (кулажинская серия); IV – Волго-Уральский геоблок (а – отрадненская серия, б – большечеремшанская серия); V – Алдано-Становой щит: 7 – Алданский мегаблок (алданский комплекс), 8 – Становой мегаблок (могочинский и зверевско-чогарский комплексы); VI – Анабарский щит (анабарский комплекс); VII – Верхояно-Чукотский регион (региогоризонты: а – оломоний, б – ауланджиний)

*The notice.* I – Ukrainian Shield: 1 – Podolsky and Bugsko-Rosinsky Megablocks (Pobuzhsky Complex), 2 – Pryasovsky Megablock (Pryasovsky Complex); II – Eastern part of a Baltic Shield: 3 – Belomorsky Megablock (а – Laplandsky Complex, б – Belomorsky Complex), 4 – Kola Megablock (Kola Series); III – Belorus-Pribaltic Geoblock: 5 – Belorus-Pribaltic Belt (Shchychskaya Series), 6 – Braginsky Massif (Kulazhynskaya Series); IV – Volga-Ural Geoblock (а – Bolshecheremshanskaya Series, б – Otradnenskaya Series); V – Aldan-Stanovoy Shield: 7 – Aldan Megablock (Aldansky Complex), 8 – Stanovoy Megablock (Mogochinskaya and Zverevsko-Chogarsky Complexes); VI – Anabar Shield (Anabarsky Complex); VII – Verkhoyan-Chukotka region (regiohorizons: а – Omolonyi, б – Aulandgynyi)

Что касается геохронометрических методов, то их разрешающая способность в раннедокембрийском диапазоне пока явно недостаточна. Для трех важнейших геолого-структурных элементов щитов Северной Евразии — зеленокаменных поясов, комплексов ТТГ и стратифицированных гранулитов, древнейшие даты, как известно, одинаковы: 3,8–3,4 млрд лет. На этом фоне обнадеживают возрастные значения 4,4–4,0 млрд лет, полученные для обломочных цирконов из тяжелой фракции конгломератов, подстилающих зеленокаменный пояс Джек Хиллс [5], поскольку в Австралии, помимо зеленокаменных поясов, вскрыто и их кристаллическое (гранулитовое) основание, которое ещё на знаменитой Карте докембрия континентов Ю.А. Косыгина было соотнесено с алданием [3].

In North Eurasia, granulite-facies rock assemblages (granulite complexes, granulites, *s. l.*) are common in the shields, dominate in the basement of old platforms and form scarps in Neogaeon foldbelts. They vary in composition and build up thick bodies with a multi-level internal stratification (crystalline units). Based on structural-tectonic relationships with their surroundings, granulite complexes have been almost generally understood since the early 1930s (after the fundamental studies conducted by D.S. Korzhinsky in South Siberia) to the late 20th century as the oldest Precambrian straton of supracrustal origin (they are interpreted more seldom as products of the magmatic or metamorphic-metasomatic differentiation of the primary Earth's crust). The areal (monofacies) type of metamorphism of Precambrian granulites, attributed to high  $T^{\circ}$  (650–1000°C) and  $P_{\text{total}}$  (3–13 kbar) values, and their generally positive correlation are recognized [1]. The scope of the process and the mineral composition and structural and textural rock patterns produced by it are so distinctive that the alteration of metamorphic units under granulite-facies conditions has long been used in geological mapping as a criterion of their Archaean age. In the concept of two types of regional metamorphism, based on genetically different Earth's heat flows, this empirical criterion has been supported by theoretical arguments [4].

Our approach to the question: which of Early Precambrian (pre-Riphean) complexes are oldest began to change after the International Union of Geological Sciences has chosen a purely geochronometric approach to the subdivision of the Precambrian and “perpetuated” the Archaean-Proterozoic boundary at 2500 Ma (1976). The point is that as early as the beginning of the 1980s it became clear that on all the Earth's continents ages over 2500 Ma are revealed much more often not in crystalline but in “greenstone” units, especially in the units which build up relatively narrow belts on a facially bizarre basement now referred to as “grey gneiss”. To resolve this discrepancy with geological experience, it was proposed that the continental Archaean is represented not only by areal granulite (granulite-gneiss) but also by two-storeyed “granite-greenstone” domains. At first, the age relations of both were discussed. Now that geological mapping is carried out on a much smaller scale and emphasis is placed on geochronometric (especially zirconometric) study, most geoscientists believe that “grey gneisses”, i.e. intrusive tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) assemblages metamorphosed to amphibolite grade, are the oldest (Early Archaean) in the shields.

The same arguments were used for interpreting granulite complexes as those derived dominantly in Late Archaean or even Early Proterozoic time and playing a minor role in geological evolution. This point of view is reflected in a General Lower Precambrian Stratigraphic Scale of Russia (2001) and partly in a Chronostratigraphic Early Precambrian Correlation Scheme of the Ukrainian Shield (2004).

However, direct geological methods have not shown that “grey gneisses” (TTG) are older than granulite complexes. Nor has it been proved that the latter are younger than any other supracrustal units. Placing granulite complexes above TTG (and sometimes even above Upper Archaean greenstone complexes) in the summary stratigraphic schemes of some areas is based solely on isotopic dating. The ages of hypersthene plagiogneisses, alternating with typical pararocks, are often accepted as the age of TTG. It is from these rocks that ages of 3.60–3/78 Ga were estimated for the granulite-gneiss complexes of Srednyey Pobuzhye and Priazovye [2]. To interpret such units as “the oldest TTG”, metamorphosed to granulite rather than amphibolite grade, speculative attempts are made in the Ukrainian Shield (and on other shields) to separate hypersthene plagiogneisses from various rocks, not typical of TTG (high-alumina gneiss, marble, calciphyre and quartzite) that alternate with them. However, these attempts are conflicting with the experience in the geological mapping of areas where granulite complexes are common.

To sum up, there are no convincing geological data which could make us reject our understanding of granulite complexes as the oldest **stratigraphic units of the Lower Precambrian** formed in Early Archaean time under thermodynamic conditions, which were not created on a geologically significant scale at later stages in the evolution of the Earth's crust. It should be stressed, however, that a basic criterion for the stratigraphic correlation of spatially separated granulite complexes is provided by not by metamorphic grade and metamorphic pattern but by formation style — the basic indicator of geotectonic (geodynamic) and palaeogeographic settings in which the Earth's oldest layered



shell was formed. The most complete successions of granulite complexes in the Ukrainian, Aldan-Stanovoy and Anabar Shields and in the Verkhoyansk-Chukotka region comprise up to 5–7 clearly different geological formations (Table). We know of no units at higher Precambrian stratigraphic levels that could act as a protolith for the most prominent kingizitic, enderbite-gneissic, leucogranulitic, high-alumina-quartz, marble-calciphyre and some other formations. They can vary in volume, relative role and sometimes succession between regions due to lateral variability intrinsic to any supracrustal units. However, signs that could be used for interregional correlation of the oldest units at a geological formation level can be revealed if this problem is approached thoughtfully.

As regards geochronometric methods, their resolution in the Early Precambrian range is clearly insufficient. The oldest ages of 3.8–3.4 Ga, estimated for three most essential geological-structural constituents of North Eurasian shields, such as greenstone belts, TTG complexes and strata-bound granulites, are the same. The ages of 4.4–4.0 Ga, obtained for clastic zircons from a heavy fraction of conglomerates underlying the Jack Hills greenstone belt [5], are encouraging because in addition to greenstone belts, their crystalline (granulitic) basement was revealed in Australia, which was correlated with the Aldanian by Y.A. Kosygin on a famous Map of Precambrian Continents [3].

#### Литература – References

1. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геотермобарометрии. М.: Наука. 1990. 182 с.
2. Бобров А.Б. и др. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита – европейский эталон. Львов: ЗУКЦ. 2010. 160 с.
3. Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1 : 15 000 000. Объяснительная записка / Отв. ред. Ю.А. Косыгин. М.: Наука. 1974. 75 с.
4. Хорева Б.Я. Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. Л.: Недра. 1978. 214 с.
5. Cavosie A.J. et al. The Oldest terrestrial Mineral Record: a Review of 4400 to 4000 Ma Detrital Zircons from Jack Hills, Western Australia // *Earth's Oldest Rocks*. Elsevier. 2007. P. 91–111.

### ГРАНУЛИТЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ И ИХ ПОЗИЦИЯ В СТРУКТУРЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЩИТА

Каменев И.А.<sup>1</sup>, Каменев Е.Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ПМГРЭ, Санкт-Петербург, Россия, kamigor81@mail.ru

<sup>2</sup> ВНИИ Океангеология, Санкт-Петербург, Россия, E.N.Kamenev@gmail.com

### THE GRANULITES OF THE EAST ANTARCTICA AND THEIR POSITIONS IN THE ANTARCTIC SHIELD STRUCTURE

Kamenev I.A.<sup>1</sup>, Kamenev E.N.<sup>2</sup>

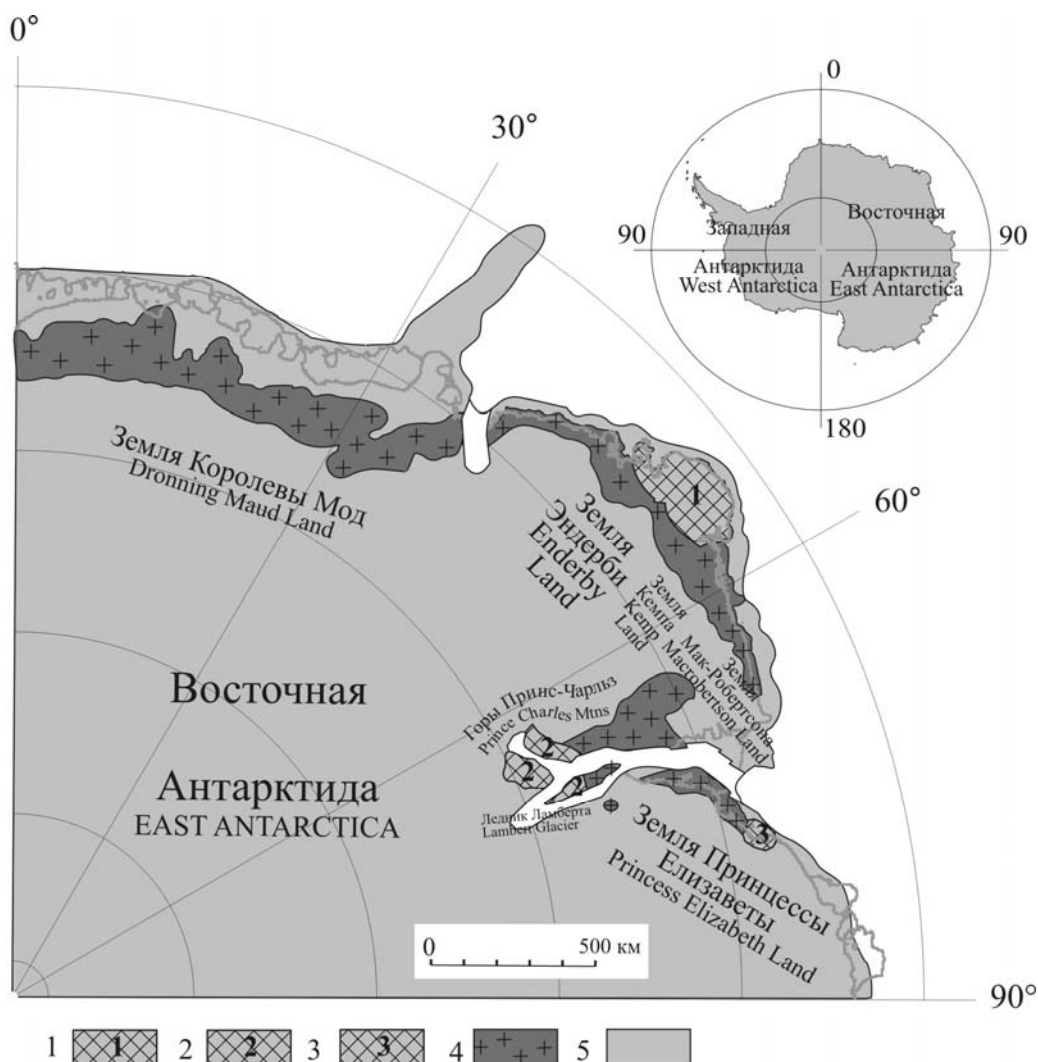
<sup>1</sup> Polar Marine Geological Research Expedition, St. Petersburg, Russia, kamigor81@mail.ru

<sup>2</sup> All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the Ocean, St. Petersburg, Russia

Антарктический щит расположен в Атлантическо-Индоканском секторе Восточно-Антарктического кратона между меридианами 0° з.д. и 100° в.д. Цепи коренных выходов кристаллических горных пород щита протягиваются в субширотной приморской прерывистой полосе Антарктиды между системой выводных ледников Пенка-Ютульстреумен на западе и ледником Денмана на востоке.

Большая часть обнажений Антарктического щита образована кембрийско-позднедокембрийскими кристаллическими комплексами субширотного Вегенер-Моусонского подвижного пояса [1] (рис.).

На северной окраине этого пояса располагается прерывистая цепочка блоков раннедокембрийских кристаллических комплексов (рис.). Они представляют собой реликты подвижных поясов архея и раннего протерозоя, которые сложены преимущественно метаморфическими породами высокотемпературной гранулитовой фации. Главным образом к ним относится Нейпирский комплекс северной части Земли Эндерби, кристаллические породы холмов Вестфолль и островов Рёуер на севере Земли Принцессы Елизаветы. Южнее Вегенер-Моусонского пояса реликты раннедокембрийских поясов представлены менее метаморфизованными полиметаморфическими породами, которые вскрыты только в верховьях ледника Ламберта. Они объединены в Рукерский комплекс.



**Рис.** Схема тектонического районирования Антарктического щита.

1-3 - Раннедокембрийские кристаллические комплексы: 1 – Нейперский, 2 – Рузерский, 3 – Вестфолльский блок и блок архипелага Рёуер; 4 – позднедокембрийский Вегенер-Моусонский подвижный пояс; 5 – ледовый покров

**Fig.** The scheme of tectonic zoning of the Antarctic Shield Structure

1-3 – Early Precambrian crystal complexes: 1 – Napier Complex, 2 – Ruker Complex, 3 – Vestfold Block and Block of the Rauer archipelago; 4 – Wegener-Mawson Mobile Belt; 5 – ice cover

**Позднедокембрийский Вегенер-Моусонский подвижный пояс.** К нему относятся Инзельский, Гумбольдтский комплексы и Онгульский комплекс Земли Королевы Мод, Полкановский комплекс и Рейнерский комплексы Земли Эндерби, Биверский, Фишерский и Ламбертский комплексы гор Принс-Чарльз и уступа Моусона, а также породы гранулитовой фации побережья Земли Принцессы Елизаветы и Берега Правды, включая нунатаки западного борта ледника Денмана.

Гумбольдтский, Онгульский, Рейнерский и Биверский комплексы образованы породами, метаморфизованными преимущественно в умеренных условиях гранулитовой фации. Инзельский и Полкановский комплексы, метаморфические толщи гор Хансен на Земле Кемпа, и южная части Биверского комплекса относятся к высокой ступени амфиболитовой фации. Все они несут признаки первоначального метаморфизма гранулитовой фации в условиях умеренных температур и давлений.

Несмотря на локальные различия в степени метаморфизма, в общем можно считать степень метаморфизма гранулитовой фации в Вегенер-Моусонском поясе более низкой, чем в раннедокембрийских комплексах.

сах и блоках. Минеральные геотермобарометры показывают, что температура гранулитового метаморфизма в подвижном поясе колебалась от 750 до 850°C, а давление – от 8 до 13,5 кбар. Условия более позднего метаморфизма амфиболитовой фации отвечали:  $T=650-700^{\circ}\text{C}$ ,  $P=5-7$  кбар.

Подвижный пояс имеет коллизионное происхождение и развивался, по-видимому, полициклически. Окончательно он кратонизировался только в раннем палеозое [1,2]. Наиболее ярко и практически повсеместно в рассматриваемом поясе проявлены циклы с кульминацией 1200-1000 Ма и 600-500 Ма. Первый из этих циклов характеризуется метаморфизмом в условиях умеренной гранулитовой фации. На Земле Королевы Мод при этом отмечались парагенезисы, характерные для повышенных давлений порядка 10-13,5 кбар. Последний цикл ознаменовался внедрением субщелочных габброидов и крупных плутонов анортозитов, а затем огромных масс субщелочных гранитоидов, мигматизацией в условиях высокой ступени амфиболитовой фации до гранулитовой, интрузий лейкогранитов и редкоземельных пегматитов. В последнее время появились изотопные данные о более ранних циклах тектоно-термальной активности в соседних с названным поясом районах, которые, возможно, достигали кульминаций ~2200, ~1700 Ма [2]. Однако связать с ними какие-либо геологические события в Вегенер-Моусонском поясе пока не представляется возможным.

**Нейпирский комплекс Земли Эндерби.** Большинство пород этого комплекса представлены мезопертитовыми чарнокитами и эндербитами, среди которых встречаются коренные выходы гранатовых мезопертитовых гранулитов и сопутствующих им кристаллических сланцев высокоглиноземистого, основного и ультраосновного состава.

По составу и условиям метаморфизма отличаются два крупных блока. Северный блок (горы Нейпир и Тьюла), характеризуется широким распространением мезопертитовых чарнокитов, а южный блок (горы Раггатт и Скотта), отличается заметным присутствием больших масс эндербитов и пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. Минеральные парагенезисы горных пород обоих блоков указывают на образование этих горных пород при очень высоких температурах и повышенном давлении ( $T=900-1200^{\circ}\text{C}$  и  $P>8$  кбар) [3]. Однако, распространение в южном блоке ассоциаций гиперстена с силлиманитом позволяет считать, что метаморфизм в нем был более глубинным ( $P=9-11$  кбар), чем в северном ( $P=7-9$  кбар). После пика метаморфизма породы гранулитовой фации претерпели почти изобарическое охлаждение примерно от 1000°C до 700°C при  $P=7-11$  кбар.

Первые сведения об очень древнем возрасте некоторых горных пород Нейпирского комплекса (~4100 Ма) были получены Pb-Pb методом Э.В. Соболичем и др. (1974, 1976). Зарубежные исследования подтвердили очень древний исходный возраст многих ортопород этого комплекса: 4060-3850 Ма [3]. В северном блоке в горах Нейпир по [3] первый известный метаморфизм и анатексис датируется в пределах 3490-3420 Ма. На северном побережье гор Нейпир, по Black и Sheraton (1986) с рубежом 3100 Ма связывают высокотемпературный метаморфизм и формирование синорогенных интрузий.

По Sandiford и Wilson (1986) в южном блоке Нейпирского комплекса формирование пород полосчатой гнейсовой серии с сапфирин-содержащими парагенезисами происходило 3800-3300 Ма, а образование анатектических чарнокитов и эндербитов – 3100-2500 Ма. Данные Carson et al. (2002) связывают время проявления метаморфизма в этом блоке (2620-2520 Ма) с формированием пород с двупироксеновыми парагенезисами (эндербитов и кристаллических сланцев), с уникальными парагенезисами метapelитов ( $\text{Grt}+\text{Crd}+\text{Opx}+\text{KFsp}$ ,  $\text{Grt}+\text{Sil}+\text{Opx}$ ,  $\text{Sapph}+\text{Qtz}$ , осумилит в присутствии  $\text{Grt}$ ,  $\text{Opx}$ ,  $\text{Sil}$ ).

**Вестфольский блок и блок архипелага Рёуер.** Вестфольский блок обнажен в одноименных холмах на северо-восточном побережье залива Прюдс. Холмы сложены породами архейского и протерозойского возраста. Породы архейского возраста представлены кристаллическими сланцами (метавулканитами) и парагнейсами. Они интродуцируются тоналитами – ортогнейсами, возраст которых оценивается между 2526±6 и 2501±4 Ма [4]. Протерозойские образования представлены группой метаморфизованных и деформированных интрузивов и многочисленными дайками основного состава.

По Zubati и Harly (2007) выделяется два метаморфических события, которые, как предполагается, имеют позднеархейский-раннепротерозойский возраст. Ранний метаморфизм происходил в условиях гранулитовой фации умеренных давлений (~7.2-9.0 кбар и 895-850°C). Время его проявления оценивается интервалом 2501-2496 Ма. Более поздний метаморфизм происходил в условиях амфиболитовой фации (600-660°C и 5-8 кбар) и связывается с реактивацией архейского основания оазиса Вестфолль в раннем протерозое. Синхронно с этим метаморфизмом, или чуть позднее, был внедрен магматический протолит метаморфизованных интрузивов и породы были перемещены на более высокие уровни коры (3-5 кбар) к моменту времени около 2470 Ма.

Блок архипелага Рёуер представляет собой интенсивно деформированные архейские и среднепротерозойские породы, метаморфизованные в условия высокobarической гранулитовой фации. Архейские образования представлены: толщей переслаивания ортогнейсов и сланцев различного состава, тоналитовыми ортог-

нейсами, и интрузиями основного-ультраосновного состава. К протерозойским образованиям относятся парагнейсы, эндербито-гнейсы и гнейсо-граниты.

По [5] в породах комплекса Рёуер выделяется несколько эпизодов метаморфизма. Начальная стадия – гранулитовый метаморфизм при высоких давлениях (~10-11 кбар и 850°C) и плавление пород на пике метаморфизма (~12 кбар и 960-970°C), затем стадия субизотермальной декомпрессии (~10 кбар и 1000°C), которая привела к развитию различного рода коронарных структур и появлению содержащей сапфиринов лейкосомы. Далее декомпрессионное остывание пород (~7 кбар и 850°C), приведшее к появлению различного вида симплектитов с участием сапфирина. Время появления пика метаморфизма оценивается интервалом времени 1100-1000 Ма. Стадия декомпрессионного остывания пород связывается с палеозойским этапом развития около 500 Ма [5].

The crystalline Antarctic Shield is exposed along comparatively narrow coastal zone of the East Antarctica between 0° long. to 100° long. in the sector between Penck-Jutulstraumen glaciers in the west and Denman glacier in the east. In places it reaches up to 300 km in width (in the Lambert Glacier zone about even 700 km) but usually not over 100 km across.

Most bedrock outcrops of the Antarctic Shield are formed by the late Precambrian (1200-900 Ma) and the latest Proterozoic to Cambrian (600-500 Ma) crystalline complexes of sublatitudinal Wegener-Mawson Mobile Belt – WMMB [1] (fig. 1).

There are few blocks of the Early Precambrian crystalline complexes on the north outside of the WMMB (fig. 1). They are the relics of the Archean and early Proterozoic mobile belts and represent by mostly metamorphic rocks of high grade granulite facies. Mainly these relics are the Napier Complex of the Enderby Land and small blocks of the Vestfold Hills and the Rauer Islands in the Princess Elizabeth Land. To the south from the WMMB the relics of the Early Precambrian metamorphism in the upper sources of the Lambert Glacier are formed by mostly high grade amphibolite facies rocks of the Ruker Complex. In some granite-gneisses of the Ruker Complex there are some relics of earlier granulite facies associations mostly represented by hypersthene. Low grade greenschist facies rocks in the southern Prince Charles Mountains are included in the Ruker Complex as the volcanic-sedimentary cover.

**Late Precambrian WMMB.** That mobile belt includes the Insel, Humboldt, Ongul complexes of the Dronning Maud Land, Polkanov and Rayner complexes of the Enderby Land, Beaver, Fisher and Lambert complexes of the MacRobertson Land and also the outcrops of the crystalline rocks on the islands and coasts of the Princess Elisabeth Land and The Pravda Coast including the nunataks on the western side of the Denman Glacier [1].

The Humboldt, Ongul, Rayner and northern parts of Beaver complexes are formed by the rocks metamorphosed mostly in moderate conditions of the granulite facies. The Insel and Polkanov complexes and crystalline rocks of the Hansen Mountains on the Kemp Land relate to high grade of the amphibolite facies. The other complexes are polymetamorphic (first granulite + second amphibolite facies). Some parts of the Fisher Complex are changed by the stress-metamorphism and diaphoresis of the epidote-amphibolite and greenschist facies. The moderate granulite facies metamorphism characterized by  $T = 750-850^{\circ}\text{C}$  and  $P = 8-13.5$  kbar and later metamorphism of amphibolite facies –  $T = 650-700^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 5-7$  kbar.

The mobile belt has a collision origin and developed, apparently, polycyclically from the end of the Paleoproterozoic up to the early Paleozoic. The cycle with the culmination 1200–1000 Ma manifested most fully and practically everywhere in the belt. On the Dronning Maud land at the same time there were parageneses typical for high pressure about 10-13.5 kbar. Last Paleozoic cycle (600-500 Ma) was marked by broad migmatization in the conditions of high grade amphibolite facies and intrusion of the large subalkaline mafic felsic plutons mostly granitoids. Recently there were isotopic dates about earlier cycles of tectonothermal activity in the areas next with a named belt which, probably, reached the culminations ~2200, ~1700 Ma [2]. However, to connect with them any geological events in the Wegener-Mawson belt, it is not obviously possible yet.

**The Napier Complex of the Enderby Land.** Most rocks of that complex are represented by various charnokites, enderbites, garnet granulites and minor crystalline schists of mafic, ultramafic and highaluminous composition and also aluminous quartzites.

There are two large tectonic blocks divided by the valley of the Beaver Glacier. The Northern block (Napier and Tula mnts) is characterized by wide distribution of mesoperthitic charnokites. The southern block (Raggat and Scott mnts) is characterized by wide distribution of enderbites. Mineral parageneses of the rocks of both blocks indicate on the metamorphism of very high temperatures (900-1200°C) and moderate to high pressures ( $P > 8$  kbar).



The wide distribution of mineral association hypersthene + sillimanite in the rocks of the southern block is indicative of the deeper metamorphism of that block ( $P = 9-11$  kbar) than of the northern block ( $P = 7-9$  kbar). After the peak metamorphism of the granulite facies rocks cooled down almost isobarically from 1000 to 700 °C. The pressures in different places were 7 to 11 kbar.

The first information about the oldest age (~ 4100 Ma) of some orthogneisses of the Napier Complex was obtained by Pb-Pb method by Sobotovich E.V. (1974, 1976). The later foreign investigations supported the unique oldest age (4060 – 3850 Ma) of many schists and orthogneisses from Napier Complex [3]. In northern block in mountains Napier on [3] the first known metamorphism and anatexis dated within 3490-3420 Ma. Black and Sheraton (1986) considered the age of 3100 Ma as the age of high temperature metamorphism and sinorogenic intrusive magmatism. In the southern block of the Napier Complex, according to Sandiford and Wilson (1986), the formation of anatectic charnokites and enderbites was dated 3100 - 2500 Ma. Data of Carson et al. (2002) connect the time of metamorphism in that block (2620 – 2520 Ma) with the formation of the rocks with two-pyroxene parageneses (enderbites and schists) with unique parageneses of metapelites (Grt+Crd+Opx+KFs, Grt+Sil+Opx, Sapph+Qtz, osumilite + Grt, Opx, Sil).

**The Vestfold Block and the Block of the Rauer archipelago.** The Vestfold block is exposed on the north-east coast of the Prydz Bay. It consist of Archean and Proterozoic crystalline rocks. Archean rocks are represented by schists (metavolcanics?) and paragneisses. They are intruded by tonalite orthogneisses the age of which  $2526 \pm 6$  -  $2501 \pm 4$  Ma [4]. Proterozoic formations are represented by the groups of metamorphosed and deformed intrusives and pluri dykes of basic compositions.

According to Zubati and Harly (2007), there are two metamorphic events which as it is supposed, have late Archean - early Proterozoic age. Earlier metamorphism of the medium pressure granulite facies characterized by  $P = 7.2-9.0$  kbar and  $T = 895-850^\circ\text{C}$ . Time of this event is estimated by an interval of 2501-2496 Ma. Late metamorphism of the amphibolite facies ( $600-660^\circ\text{C}$  и 5-8 kbar) is connected with the reactivation of the Archean basement of Vestfold block in early Proterozoic.

Rauer block is represented by intensively deformed Archean and medium Proterozoic rocks metamorphosed in the conditions of the granulite facies of high pressure. Archean rocks are represented by the layered orthogneisses and schists different compositions, tonalitic orthogneisses and small intrusions of basic and ultrabasic compositions. Proterozoic formations concern: paragneisses, enderbite-gneisses and gneisso-granites.

According to [5], in that block there are several episodes of metamorphism: 1) granulite facies episodes of high pressure (~10-11 kbar and  $850^\circ\text{C}$ ) and peak melting of rock (~12 kbar and  $960-970^\circ\text{C}$ ); 2) subisothermal decompression (~ 10 kbar and  $1000^\circ\text{C}$ ) which has led to the development of different forms of coronary structures and leucosome with sapphirine; 3) decompression - cooling (~ 7 kbar and  $850^\circ\text{C}$ ) led to appearance of different types of symplectites with the participation of sapphirine. The time of peak metamorphism is estimated by an interval of 1100-1000 Ma, and the stage of decompression-cooling of rocks associated with the Palaeozoic tectonothermal event about 500 Ma [5]

## Литература -References

1. Kamenev E.N. Structure and evolution of the Antarctic shield in Precambrian // Gondwana eight: assembly, evolution and dispersal. Rotterdam. 1993. P.141–151.
2. Михальский Е.В. Протерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2007. 131 с.
3. Harley S.L., Kelly N.L. // Earth's Oldest Rocks 2007. Vol.15. P. 149-186.
4. Black, L.P., Kinny, P.D. et al // Precambrian Res. 1991. 50. P. 283–310.
5. L. Tong, Christopher J.L. Wilson // Precambrian Res. 2006 .149. P. 1-20.

## РОСТ ЦИРКОНА ПРИ ЭКЛОГИТОВОМ И ГРАНУЛИТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Каулина Т.В.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, kaulina@geoksc.apatity.ru

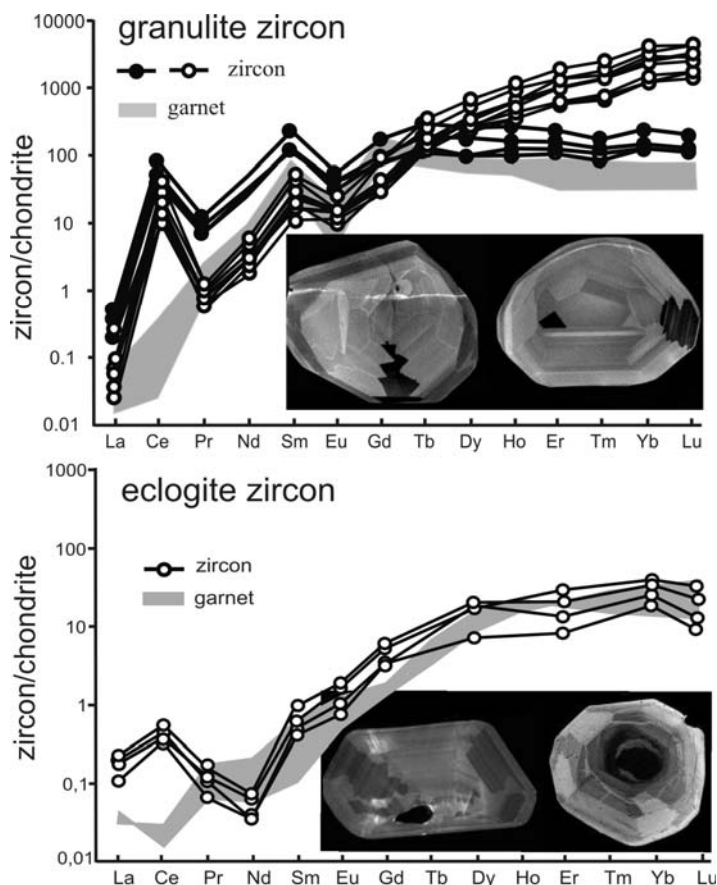
## ZIRCON GROWTH UPON ECLOGITE- AND GRANULITE-FACIES METAMORPHISM

Kaulina T.V.

Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia, kaulina@geoksc.apatity.ru

В гранулитовых комплексах обычно встречаются два типа метаморфогенного циркона: изометричный бесцветный с алмазным блеском, высокой прозрачностью и низким содержанием элементов-примесей (гранулитовый циркон) и короткопризматический коричневый с высоким содержанием урана (постгранулитовый). Большинство исследователей приходят к выводу, что циркон первого типа в условиях гранулитовой фации растет из анатектического расплава, который в высокотемпературных комплексах образуется на стадии изотермической декомпрессии [напр., 1,2,3]. Постгранулитовый высокоурановый циркон образуется при переходе к амфиболитовой фации метаморфизма. Рост этого циркона связан с привносящими уран ретроградными флюидами, которые в свою очередь связаны с синметаморфическим гранитообразованием в высокотемпературных комплексах, что подтверждается сходным распределением РЗЭ и близким химическим составом постгранулитового циркона с цирконом из гранитов.

В условиях эклогитовой фации также образуется изометричный бесцветный циркон с низким содержанием элементов-примесей. Сходные морфологические и геохимические черты эклогитовых и гранулитовых цирконов часто затрудняет генетическую идентификацию циркона в полиметаморфических комплексах. Рост циркона при эклогитовом метаморфизме контролируется метаморфическим водным флюидом, как и само образование эклогитового парагенезиса [например, 4].



**Fig. 1.** REE pattern and internal texture (CL) of zircons formed under granulite - and eclogite facies conditions (examples from Lapland granulites and eclogites of Chalmozero (the Kola Peninsula)).



Распределение РЗЭ в гранулитовом цирконе может быть аналогично магматическому, а может отражать рост совместно с гранатом (рис.1) при общем высоком содержании РЗЭ. Характерным отличием эклогитового циркона является гораздо более низкое общее содержание редких земель, обеднение тяжелыми редкими землями и отсутствие Eu аномалии (рис. 1), что отражает парагенезис с гранатом при отсутствии плагиоклаза -  $Grt+Omf+Qtz+Rt$ . Низкое содержание легких редких земель, особенно Pr и Nd, а также низкое Th/U отношение может быть связано с одновременной кристаллизацией минералов группы эпидота [например, 5].

Исследование внутреннего строения гранулитовых и эклогитовых цирконов в режиме катодOLUMИнесценции и в отраженных электронах показывает специфическое секториальное строение кристаллов, с неровными границами между секторами, описанное как зональность «с елочным узором» [1]. Такой тип зональности объясняется резкими колебаниями скоростей роста граней кристалла, когда растущая грань переходит от состояния атомно-гладкой к атомно-шероховатой, соответственно вызывая переход от послойного к более быстрому адсорбционному механизму роста и обратно [6]. В постгранулитовом цирконе обычно четко проявлена эвгедральная ростовая зональность, но часто отмечается тусклое свечение в катодOLUMИнесценции, связанное с метамиктностью структуры, вызванной высоким содержанием урана.

Образование секториальности и неровных границ между секторами роста свидетельствует о нестационарности условий кристаллизации по сравнению с ростом из магматического расплава, где отмечается обычная для циркона эвгедральная зональность. Нестационарность кристаллизации связана, скорее всего, с небольшими объемами (по сравнению с магматическим) расплава или флюида, где быстро меняется пересыщение. О небольшом объеме говорит и тот факт, что содержание примесей в цирконе (особенно тяжелых РЗЭ) начинает зависеть от сосуществующих минералов. По мнению многих авторов, поскольку метаморфический циркон в условиях гранулитовой фации растет в равновесии с анатектическим расплавом, он может не отличаться от магматического по составу и распределению редкоземельных элементов. Тем не менее, часто результирующий РЗЭ рисунок отличается от типичных магматических распределений в зависимости от объема расплава и начинает зависеть от существующего парагенезиса. При больших объемах расплава (например при диатексисе) или флюида (в случае постгранулитового циркона), содержание элементов-примесей в цирконе и распределение РЗЭ аналогично магматическому.

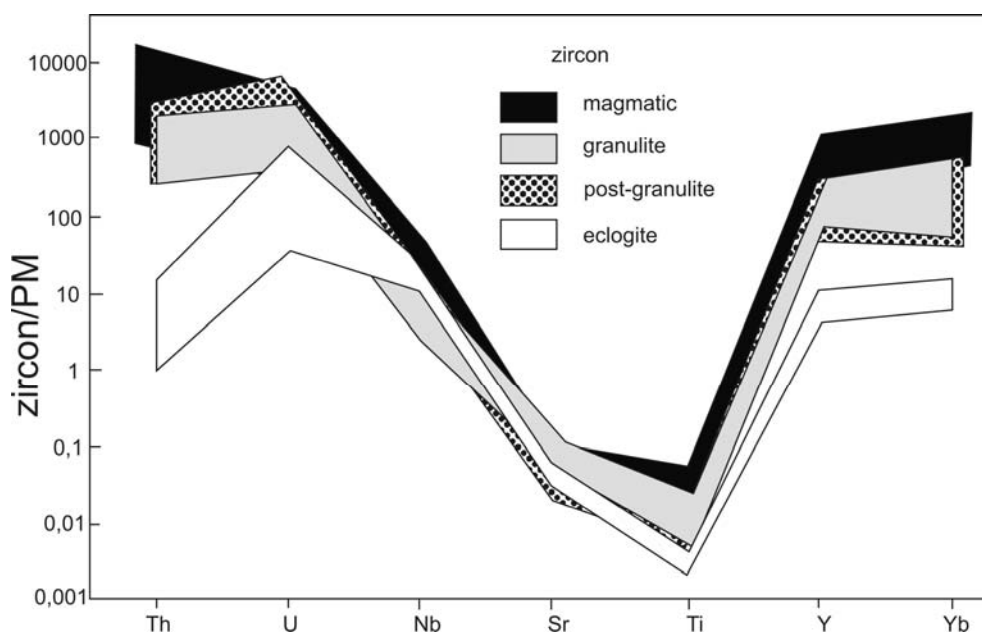


Fig. 2. Diagram of the normalized to PM contents of some rare elements in metamorphic zircons (PM after Carlson, 2003).

На рис. 2 представлены вариации содержания некоторых редких элементов, по которым отмечено наибольшее различие в кристаллах циркона в зависимости от условий его образования. Помимо представленных элементов (не считая РЗЭ) было определено содержание в цирконе Hf и Pb. Но их содержание примерно одинаково во всех изученных кристаллах циркона, поэтому они не были использо-

ваны в диаграмме. Видно, что по всем элементам образуется определенный ряд по степени их содержания в цирконе. Наиболее обогащен всеми этими элементами магматический циркон, затем постгранулитовый, гранулитовый, и наименее всего – экологитовый. Образование первых трех типов связано с расплавом, это относится и к постгранулитовому циркону, растущему из флюида, который по геохимическим чертам близок к постмагматическому.

Наибольшие вариации отмечаются в содержаниях тория и урана. В гранулитовом цирконе величина Th/U отношения может быть переменной, но поскольку она реагирует на условия кристаллизации, то совместно с другими геохимическими критериями может быть использована для определения генезиса циркона. В экологитовом цирконе Th/U отношения наиболее низкие, что вместе с характерным распределением РЗЭ, может являться индикатором экологитового циркона.

Образование кристаллов изометричной формы связано с определенным соотношением температуры/пересыщения в расплаве или флюиде. Общие закономерности зависимости формы кристаллов от температуры и пересыщения показывают, что область условий, при которых образуются изометричные кристаллы (когда скорости роста всех граней близки – область пересечения кинетических кривых роста граней) достаточно узкая [7]. Изменение габитуса кристаллов циркона (появление, наряду с изометричными, удлиненнопризматических кристаллов) в породах гранулитовой и экологитовой фации при относительно небольшом интервале температур кристаллизации цирконов, главным образом, связано, вероятно, с изменением пересыщения.

Сравнение температур кристаллизации гранулитового циркона ЛГП с температурами метаморфизма пород, полученными по общепринятым геотермометрам, показывает, что они хорошо согласуются. Температура кристаллизации экологитовых цирконов (на примере экологитов района Чалозера) не всегда совпадают со значениями температуры, полученной минеральной термометрией.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке РФФИ (проект 11-05-00817)

Two types of metamorphogenetic zircon commonly occur in granulite complexes: 1) isometric colourless, highly transparent zircon with diamond luster and small concentrations of trace elements (granulitic zircon) and 2) brown, short-prismatic high-uranium (post-granulitic) zircon. Most geoscientists believe that zircon of type 1 grows under granulite-facies conditions from anatectic melt, which is formed at an isothermal decompression stage in high-temperature complexes [e.g., 1, 2 and 3]. Post-granulitic high-uranium zircon is formed upon transition to amphibolite facies. Zircon growth is contributed to by uranium-supplying retrograde fluids which, in turn, are related to synmetamorphic granite formation in high-temperature complexes, as shown by a similarity in REE distribution and chemical composition between post-granulitic zircon and zircon from granite.

Isometric colourless zircon with low trace element concentrations is also formed under eclogite-facies conditions. Zircon in polymetamorphic complexes is often hard to identify genetically because of the morphological and geochemical characteristics of eclogite- and granulite-facies zircons are similar. Zircon growth upon eclogite-facies metamorphism is controlled by metamorphic water fluid, as is the formation of eclogite paragenesis [e.g., 4].

The REE distribution pattern in granulite-facies zircon may be similar to that of igneous zircon and may reflect growth together with garnet (Fig. 1), the total REE concentration being high. One distinctive feature of eclogite-facies zircon is a much lower total rare-earth concentration, depletion in HREE and the absence of Eu-anomaly (Fig. 1), which reflects paragenesis with garnet in the absence of plagioclase -  $Grt + Omf + Qtz + Rt$ . Low concentrations of LREE, especially Pr and Nd, together with a low Th/U ratio could be due to the simultaneous crystallization of epidote-group minerals [e.g., 5].

The study of the internal structure of granulite- and eclogite-facies zircons in a cathode luminescence regime and in reflected electrons has shown the distinct sectoral structure of crystals, with irregular boundaries between sectors described as zonation with an arborescent pattern [1]. This type of zonation is due to marked variations in the growth rate of crystal faces, when a growing face passes from an atomic-smooth to an atomic-rough state, invoking transition from a lit-par-lit to a more rapid adsorption growth mechanism and back [6]. Post-granulitic zircon commonly exhibits well-defined euhedral growth zonation and often shows dim glow in cathodoluminescence, which is related to metamictic structure produced by a high uranium concentration.

The formation of sectors and irregular boundaries between the growth sectors suggest unstable crystallization conditions compared to growth from magmatic melt, where euhedral zonation, typical of zircon, is observed. The instability of crystallization is most probably due to small volumes (in comparison to magmatic



zircon) of melt or fluid, where oversaturation varies rapidly. Small volumes are also suggested by the fact that the impurity (especially HRRE) content of zircon begins to depend on co-existing minerals. Many authors believe that as metamorphic zircon grows under granulite-facies conditions in equilibrium with anatectic melt, it may not differ in composition and REE distribution from magmatic zircon. However, the resulting REE distribution pattern often differs from typical magmatic distributions, depending on melt volume, and begins to depend on co-existing paragenesis. In the case of large volumes of melt (e.g. upon diatexis) or fluid (in the case of post-granulitic zircon), the trace element concentration in the zircon and REE distribution are similar to those of magmatic zircon.

Figure 2 shows variations in the concentrations of some rare elements for which zircon crystals differ most substantially, depending on zircon formation conditions. In addition to the aforementioned elements (not counting REE) the Hf and Pb content of zircon was estimated. However, as their content of all of the zircon crystals examined is about the same, they were not used in the diagram. One can see that a certain sequence for all elements is formed, depending on their concentration in zircon. Magmatic zircon is richest in all of these elements; post-granulitic and granulitic zircons are poorer and eclogitic zircon is poorest. The formation of the first three types is related to melt. This also applies to post-granulitic zircon growing from fluid, which is similar in geochemical characteristics to postmagmatic zircon.

Thorium and uranium concentrations vary most considerably. In granulitic zircon, the Th/U value can vary, but since it responds to crystallization conditions, it can be used together with other geochemical criteria to determine the genesis of zircon. In eclogitic zircon, Th/U values are lowest, which, together with a characteristic REE distribution pattern, can be indicative of eclogitic zircon.

The formation of isometric crystals is related to a certain temperature/oversaturation ratio in melt or in fluid. The general pattern of the dependence of crystal shape on temperature and oversaturation show that the range of conditions, under which isometric crystals are formed (when the growth rates of all faces are similar, the range of intersection of kinetic face growth curves is fairly narrow [7]. Changes in the habit of zircon crystals (the emergence of elongate-prismatic crystals in addition to isometric crystals) in granulite- and eclogite-facies rocks over a relatively narrow zircon crystallization temperature range are probably due to variations in oversaturation.

Comparison of the crystallization temperatures of granulitic LGP zircon with the metamorphic temperatures of rocks, estimated with generally accepted geothermometers, has shown that they are in good agreement. The crystallization temperature of eclogitic zircons (exemplified by eclogites from the Chalmozero area) does not always coincide with the temperature values estimated by mineral thermometry.

The study was supported by the Russian Foundation for Fundamental Research (Project 11-05-00817).

## Литература -References

1. Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // *Contrib Mineral Petrol.* 1996. Vol. 122. P. 337-358.
2. Roberts M.P., Finger F. Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology.* 1997. V. 25. No 4. P. 319-322.
3. Whitehouse M. J. and Platt J. P. Dating high-grade metamorphism—constraints from rare-earth elements in zircon and garnet // *Contrib Mineral Petrol.* 2003. Vol. 145. P. 61-74.
4. Rubatto D. and Hermann J. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2003. Vol. 67. No. 12. P. 2173-2187.
5. Hermann J. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 192. P. 289-306.
6. Чернов А.А., Гиваргизов Е.И., Багдасаров Х.С. и др. Современная кристаллография. Т. 3. М.: Наука. 1980. 408 с.
7. Трейвус Е.Б. Зависимость формы кристаллов от температуры и пересыщения раствора // *ЗВМО.* 1988. Вып. 4. С.



## СТРУКТУРА И СОСТАВ ЭКЛОГИТ-ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА В ЦЕНТРАЛЬНО-РОДОПСКОЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ, ГРЕЦИЯ

*Κιπούρος Η.<sup>1</sup>, Τιμοθέαδου Ε.<sup>2</sup>, Διμιτριάδης Σ.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Факультет минералогии, петрологии и экономической геологии, Геологическая школа, Салоникский университет им. Аристотеля, Салоники, Греция, [nkipouro@geo.auth.gr](mailto:nkipouro@geo.auth.gr), [sarantis@geo.auth.gr](mailto:sarantis@geo.auth.gr)

<sup>2</sup> Геолог, Салоники, Греция, [eleni.earth@gmail.com](mailto:eleni.earth@gmail.com)

## STRUCTURE AND COMPOSITION OF AN ECLOGITE – GRANULITE COMPLEX IN CENTRAL RHODOPE METAMORPHIC PROVINCE, GREECE

*Kipouros N.<sup>1</sup>, Timotheadou E.<sup>2</sup>, Dimitriadis S.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki, Greece, [nkipouro@geo.auth.gr](mailto:nkipouro@geo.auth.gr), [sarantis@geo.auth.gr](mailto:sarantis@geo.auth.gr)

<sup>2</sup> Geologist, Thessaloniki, Greece, [eleni.earth@gmail.com](mailto:eleni.earth@gmail.com)

В Родопской метаморфической провинции на севере Греции преобладают покровы гнейсов амфиболитовой фации, образовавшиеся в континентальной и океанической обстановках. Это результат субдукционно-аккреционных и коллизионных процессов, которые продолжались от триаса (?) до позднего мела [1]. Эксгумация комплекса началось в начале раннего эоцена (или конце позднего мела), проходила эпизодически и продолжалась до среднего миоцена. Она, возможно, предшествовала растяжению Эгейского региона, которое происходило с третичного периода до настоящего времени. Растяжение, происходившее в третичный период, сопровождалось внедрением большого количества интрузий кислого и среднего состава [2].

В центральной части греческих Родоп выделяются три основные свиты: нижняя, средняя и верхняя:

Нижняя - включает в себя мощную толщу, очевидно, экс-платформенных мраморов с небольшим количеством прослоев кристаллических сланцев и амфиболитов. Толща залегает на ортогнейсах с возрастом 300 млн. лет. Средняя свита сложена в разной степени мигматизированными парагнейсами, содержащими линзы эклогитов, которые, вероятно, сформировались в условиях UHP метаморфизма предраннеюрского возраста [3]. В состав свиты также включено несколько тектонических пластин ортогнейсов с возрастом 300 млн. лет. Верхняя свита состоит из ортогнейсов с возрастом 160 млн. лет, которые образовались в континентально-дуговой обстановке [4].

Породы средней свиты интенсивно мигматизированы.

Средняя свита подразделяется далее на:

i. нижнюю часть, сложенную разнообразными интенсивно деформированными породами, которые, как считают, представляли собой первоначально меланж. В его состав входят фрагменты океанических пород и перекрывающих их осадков: теперь это мигматизированные (лейкосомой трондjemитового состава) в различной степени амфиболиты (гранатсодержащие или не содержащие такового), кианитсодержащие метапелиты, полупелиты, псаммиты, в небольшом количестве мраморы и кальцифиры, марганецсодержащие метачертами (кремнистыми сланцами) и линзы ретроградно преобразованных эклогитов. Кианит- и слюдосодержащие породы содержат значительное количество гранитной лейкосомы (продукты экс-парциального плавления).

ii. Среднюю часть, сложенную мигматитовыми гнейсами (диатекситами) с прослоями кварцитов, метачертов и амфиболитов. Мезосомы и меланосомы с высоким содержанием биотита – это преобладающая составляющая данных мигматитов. Биотиты, возможно, представляют реститовую фазу в прослоях с высоким содержанием кварца и полевого шпата, где в процессе частичного плавления в водонасыщенных условиях большая часть кварца и полевого шпата из протолита выплавилась. Жилы лейкосомы формируются *in situ*, а шпильки и обособления гранита дециметрового размера сосуществуют с меланосомой, в которой преобладает биотит. В мигматитах выделяются фрагменты нерасплавленных прослоев чертов с высоким содержанием кварца и/или будинированные слои чертов с реликтами минеральной ассоциации эклогитовой фации  $\text{Crpx} + \text{Gt} + \text{Qtz}$ . Частичное плавление, по-видимому, происходило во время крупного тектонического события, которое привело к образованию колчановидных складок, либо (в основном) после него.

iii. верхнюю часть сложена породами с отчетливо выраженными плоскостными структурами (S-текстуритами) и разновозрастными массивными ортогнейсами с возрастом 300 млн. лет. Эти породы перекрыты мраморами и мощной пачкой биотитовых ( $\pm$  амфибол) гнейсов, переслаивающихся с кварцитами, мало-мощными горизонтами мраморов, известковыми силикатами и небольшим количеством пелитов. В основании этой толщи залегают амфиболиты, в которых залегают будины роговообманково-содержащих ультрамафитов и серпентинитов.

Мы рассматриваем нижнюю и среднюю части Средней свиты как метаморфизованные фрагменты океанической коры. Они были преобразованы в условиях эклогитовой фации и подверглись регрессивной мигматизации при высоком давлении (поле устойчивости кианита) в водонасыщенных условиях. Однако высокобарные ассоциации (кианит + гранат) встречаются реже в средней части средней свиты. Для структур нижней и средней свит от метрового до километрового масштаба характерна интенсивная проникающая деформация с круто падающими L-тектонитами (связанная с субдукцией или коллизией) и также круто падающими осями колчановидных складок. В ходе детальных полевых работ в районе, расположенном примерно в 10 км к северу от города Ксанти, была обнаружена колчановидная складка километрового масштаба, в ядре которой преобладают кремнистый сланец, мрамор, пелиты и кварциты, окруженные горизонтом массивных метамафитов (амфиболитов и эпидиоклитов, вероятно, с реликтами внутриподушечных метаосадков между ними).

Мы интерпретируем верхнюю часть средней свиты как метаморфический эквивалент осадков, которые заполняли глубоководные впадины (флиш) и в протолите которых велика роль вулканитов [5]. Механически более стабильные базальные массивные ортогнейсы в этой верхней части были, вероятно, более устойчивы к линейной деформации и привели к образованию главным образом S-тектонитов. В биотитовых гнейсах (метаграувакках) этой части сохранились ассоциации  $\text{Cpx}+\text{Gt}+\text{Kfs}$  и в небольшом количестве пелитовых гнейсов - ассоциации  $\text{Ky}+\text{Gt}+\text{Kfs}$ , что указывает на сохранность реликтов НР метаморфизма гранулитовой фации.

В субдуцированных океанических и троговых комплексах средней свиты сохранились НР-НТ ассоциации, что означает их длительное нахождение вблизи основания сверхмощной коры и тепловую релаксацию, очевидно, после континентальной коллизии. Это могло произойти в результате аномально медленного коллапса и разрушения орогена, вероятно, ввиду большой мощности коры, обусловленной надвигообразованием в Родопской провинции в меловом периоде.

The Rhodope Metamorphic Province in Northern Greece is dominated by stacking nappes of amphibolite facies gneisses of continental and oceanic affinities. It is the result of subduction-accretion and collision processes lasted from Triassic(?) to late Cretaceous times [1]. Exhumation of the complex started by Early Eocene (or latest Cretaceous), was episodic and lasted till the Middle Miocene; it may have been the precursor of the late Tertiary to present extension in the Aegean region. Tertiary extension was accompanied by acid to intermediate voluminous intrusions [2].

Three main units (Lower, Intermediate and Upper) can be distinguished in the central Greek Rhodope:

The Lower Unit comprises a thick succession of apparently ex-platform marbles, a minor variety of schists, and amphibolites, all overlying 300 Ma orthogneisses. The Intermediate Unit comprises variably migmatized paragneisses which include eclogite lenses that may have experienced an UHP event of pre-early Jurassic age [3]. A few 300 Ma orthogneiss blocks, probably tectonically emplaced, are also included in this Unit. The Upper Unit comprises 160 Ma orthogneisses of continental arc affinities [4].

Migmatization is extensive in the Intermediate Unit.

The Intermediate Unit is further subdivided into:

i. a lower part comprising a variety of strongly deformed rock types, interpreted to be derived from an original melange in which oceanic crust and its cover sediments were intermixed (now variously migmatized amphibolites (garnetiferous or not) with trondjemitic leucosomes, Ky-bearing pelites, semipelites, psammites, minor marbles and calc-silicates, manganiferous metacherts and lenses of retrogressed eclogites). The kyanite- and mica-bearing types incorporate a substantial amount of granitic leucosomes (ex-partial melting products).

ii. an intermediate part of migmatitic gneisses (diatexites) alternating with quartzites, meta-cherts, and amphibolites. Biotite rich mesosomes and melanosomes are the predominant rock types. Biotite may represent restitic phase in Qtz-Fsp-rich lithologies, where partial melting in water saturated conditions removed most of the Qtz and Fsp from the protoliths. In situ leucosomes forming veins, shlieren and dm scale granitic segregations coexist with biotite-dominating melanosomes; they alternate with unmelted Qtz-rich and/or boudinaged cherty layers bearing relics of a  $\text{Cpx}+\text{Gt}+\text{Qtz}$  eclogite facies mineral assemblage. Partial melting seems to partly syn- but in the most post-dating a major seath fold forming tectonic event.

iii. an upper part with prominent flat S-tectonite structures and a coherent rock sequence comprising massive orthogneisses of 300 Ma, overlain by marbles and voluminous  $\text{Bt}(\pm \text{amphibole})$  gneisses, alternating with quartzites, thin marble horizons, calc-silicates and minor pelites. Amphibolites occur at the base of this rock sequence and/or envelope Hbl-bearing ultramafic boudins and serpentinites.

We envisage the lower and intermediate parts of the Intermediate Unit as metamorphosed fragments of oceanic crust. They have both experienced eclogite facies conditions and a retrogression-migmatization event in HP water saturated conditions (Ky field). HP assemblages ( $\text{Ky}+\text{Gt}$ ) are however more rare in the intermediate part of the

Intermediate Unit. Meter to km scale structures of the lower and intermediate parts are characterized by a penetrative intense deformation with steep L-tectonites (subduction or collision related) and axes of the seath folds also steeply dipping. Detailed field observations in an area about 10 km north of the city of Xanthi reveal a km scale seath fold culmination with a core dominated by chert, marble, pelites and quartzites, surrounded by a mantle of massive metamafics (amphibolites and ex-eclogites with screens of probably ex-intrapillow metasediments between them).

We interpret the upper part of the Intermediate Unit as the metamorphic equivalent of trench filling (flysch) sediments of mainly volcanic origin [5]. The mechanically more stable basal massive orthogneiss of this upper part was apparently more resistant to linear deformation and gave rise mainly to S-tectonites. In the biotite gneisses (meta-greywackes) of this part Cpx+Gt+Kfs and in the minor pelitic gneisses Ky+Gt+Kfs assemblages are preserved relics of HP granulite facies metamorphism.

For the now exposed subducted oceanic and trench lithologies of the ITU, preservation of HP-HT assemblages imply a prolonged residence and thermal relaxation near the base of an overthickened crust, apparently after continental collision. This could have been achieved by an abnormally slow collapse and levelling of the overlying orogen, probably as a result of a sustained high crustal relief due to Cretaceous thrusting in the Rhodope.

#### Литература

1. Barr S.R., Temperley S. and Tarney J. Lateral growth of the continental crust through deep level subduction-accretion: a re-evaluation of Central Greek Rhodope // *Lithos*. 1999. V.46. P.69-94.
2. Catrin E. Jones, John Tarney, James H. Baker and Fani Gerouki. Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? // *Tectonophysics*. 1992. V. 210. P. 295-314.
3. Reischmann T. and Kostopoulos D. Timing of UHPM in metasediments from the Rhodope Massif, N. Greece // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002. V. 66. A634.
4. Turpaud P., Reischmann T. Characterisation of igneous terranes by zircon dating: implications for UHP occurrences and suture identification in the Central Rhodope, northern Greece // *Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*. 2010. V. 99. P. 567-591.
5. Kipourou N. and Dimitriadis S. Partial melting and genesis of HP graphite-bearing granulites in the Intermediate Unit of the Central Rhodope Metamorphic Province, Greece // *Geologica Balcanica. Abstracts. XIX Congress of CBGA. Thessaloniki*. 2010. P. 189-190.

### УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ И «ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ» В ПОБУЖСКОМ ГРАНУЛИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Кирилюк В.П.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина, Kyrylyuk.V@i.ua

### ULTRAMETAMORPHISM AND "GRANITE FORMATION" IN THE POBUZHISKY GRANULITE COMPLEX OF THE UKRAINIAN SHIELD

Kirylyuk V.P.

Ivan Franko Lvov National University, Lvov, Ukraine, Kyrylyuk.V@i.ua

Ультраморфические образования являются неслучайной составной частью монофациальных гранулитовых комплексов. Они представлены достаточно разнообразным набором пород гранитного и гранитоидного состава, имеющих плутонический облик и несущих признаки возникновения по исходным стратоморфическим комплексам. Распространение ультраморфических образований в гранулитовых ассоциациях разных щитов и их отдельных геоструктурах крайне неравномерно – от сравнительно редких небольших рассеянных тел, составляющих первые проценты в объеме комплексов, до явного преобладания. При этом причины их столь неравномерного развития, при очевидном сходстве исходных морфических комплексов, пока не имеют своего объяснения.

Различная степень ультраморфизма нашла свое отражение и на Украинском щите (УЩ). Сравнительно слабо проявлен ультраморфизм в приазовском комплексе одноименного мегаблока, где явно преобладают морфические породы, среди которых ультраморфические образования в большинстве своем слагают немасштабные рассеянные тела. В побужском комплексе Среднего Побужья, в южной части Бугско-Росинского мегаблока, морфические и ультраморфические образования составляют примерно

равные части, а в Верхнем Побужье, в пределах Подольского мегаблока, явно преобладают ультраметаморфические образования, составляющие более 80 % объема гранулитового комплекса.

Изучение ультраметаморфических образований на территории Побужья, традиционно объединяемых под названием «гранитоидных», имеет длительную историю, в ходе которой высказывались различные представления об их природе и возрасте, что нашло свое отражение в выделении в разное время под местными географическими наименованиями различных по объему гранитоидных комплексов. Общей чертой всех этих комплексов является их противопоставление вмещающим *метаморфическим породам*, которые рассматриваются в качестве основы или рамы, на фоне которой сформирована новая наложенная ассоциация генетически иных *ультраметаморфических пород*. При этом допускается неоднократное проявление ультраметаморфизма в близких *PT*-условиях в одних и тех же геоструктурах.

Представления о природе ультраметаморфических образований принципиально меняются при их рассмотрении в структурно-вещественном и петрологическом единстве со стратометаморфическим побужским гранулит-гнейсовым комплексом и на уровне геологических формаций. В составе комплекса различается семь суперкrustальных формаций (снизу вверх): кинцитговая, эндербито-гнейсовая, лейкогранулитовая, высокоглиноземисто-кварцитовая, мрамор-кальцифировая, кондалитовая, ритмичнослоистая глиноземисто-базитовая. Каждая из трех нижних формаций имеет мощность около 3000-4000 м и достаточно однородный состав, с явным преобладанием в кинцитговой формации гранатсодержащих гнейсов, в эндербито-гнейсовой – гиперстенсодержащих плагиогнейсов, и двуполевошпатовых лейкократовых гнейсов в лейкогранулитовой формации. Верхние формации в сумме составляют около 4000 м, их отличает очень пестрый, четко дифференцированный состав и отчетливое пластовое, нередко ритмичное чередование.

Повсеместному ультраметаморфизму подвержены три нижние суперкrustальные формации, за счет которых сформированы три плутоно-метаморфические формации: кинцитгит-гранитовая, эндербитовая и гнейсо-аляскитовая. Каждая из них изоморфно замещает одну из исходных суперкrustальных формаций, наследуя, таким образом, ее структурно-стратиграфическое положение в общем разрезе и деформационной структуре комплекса. Этот вывод делается на основании результатов геологического картирования и наличия в каждой из плутоно-метаморфических формаций реликтовых включений метаморфических пород, принадлежащих одной из замещаемых суперкrustальных формаций. Под *плутоно-метаморфическими формациями (ПМФ)* понимаются геологические тела, сложенные ассоциацией преобладающих ультраметаморфических пород плутонического облика и включений метаморфических пород, в отличие от часто выделяемых *ультраметаморфических формаций и комплексов*, в которые объединяются только новообразованные ультраметаморфические породы.

*Кинцитгит-гранитовая ПМФ* сложена так называемыми «чудново-бердичевскими гранитами», очень неоднородными по структурно-текстурным особенностям средне-крупнозернистыми биотит-гранатовыми породами, часто с кордиеритом и иногда силлиманитом. В них постоянно находятся включения близких по составу биотит-гранатовых гнейсов и изредка других второстепенных членов исходной кинцитгитовой формации. Еще более полувек назад Ю. Ир. Половинкина сделала вывод о том, что «бердичевский гранит» по составу, и, как теперь стало очевидным, по природе, не вписывается в номенклатуру магматических пород, но его до сих пор традиционно называют «гранитом». В пограничной части с эндербитовой ПМФ развиты гиперстенсодержащие разности «чудново-бердичевских гранитов», получившие название «винницитов».

*Эндербитовая ПМФ* сложена также достаточно изменчивыми по составу и внешнему виду эндербитоидами с постоянными включениями гиперстенсодержащих плагиогнейсов и кристаллических сланцев. Как известно, эта специфическая группа пород также лишь условно относится к гранитоидам.

*Гнейсо-аляскитовая ПМФ* представлена преобладающими двуполевошпатовыми лейкократовыми и аляскитовыми гранито-гнейсами. Большая часть ее пород, по составу и облику действительно близких к гранитам, возникла за счет исходных лейкократовых двуполевошпатовых гнейсов, часто почти полностью замещенных, в связи с чем во включениях нередко сохраняются только «негранитные» реликты (резисторы) гиперстенсодержащих плагиогнейсов, кристаллических сланцев и некоторых других второстепенных пород исходной лейкогранулитовой формации.

Сравнительное изучение супракrustальных и замещающих их плутоно-метаморфических формаций на уровне типичных членов и валового состава формаций свидетельствует об определяющей роли в формировании ПМФ квазиизохимической перекристаллизации в *PT*-условиях гранулитовой фации. Этот процесс, очевидно, был длительным, поскольку в крупных обнажениях каждой из ПМФ можно наблюдать до 5-7 последовательных генераций *близких по составу пород*, общей тенденцией которых является увеличение зернистости, вплоть до пегматоидной, каждой последующей генерации и переход от согласного до полусогласного и секущего положения новообразованных тел.

Весьма незначительной в образовании кинцитит-гранитовой и эндербитовой ПМФ, и заметно большей в гнейсо-аляскитовой ПМФ, в силу особенностей ее состава, является роль анатексиса, проявленного в формировании ограниченно развитых жильных тел так называемых «аплито-пегматоидных гранитов» и иногда мигматитоподобных образований с нечетко обособленной лейкосомой в кинцитит-гранитовой ПМФ. Отсюда очень слабо проявлен постанатектический калишпатовый метасоматоз. Заключительные стадии во всех ПМФ выразились в формировании кварцевых гнезд и жильных тел, часто с характерным голубоватым оттенком.

Таким образом, ультраметаморфизм в побужском гранулитовом комплексе выразился, главным образом, в интенсивном структурно-текстурном преобразовании исходных супракрустальных формаций, направленном в сторону общей «гомогенизации» облика новообразованных ПМФ, укрупнения зернистости пород, которые по сути своей остаются метаморфическими образованиями (бластиты по терминологии К. Меннерта) и не приближаются по составу к гранитному по сравнению с исходными породными ассоциациями, что обычно понимается под термином «гранитизация». В таком понимании *ультраметаморфизм побужского комплекса* представляется как длительный процесс доминирующего кристаллобластеза, продолжавшийся, судя по данным изотопно-геохронологических исследований, во временном интервале от более чем 3650 млн. лет до примерно 2000 млн. лет в *PT*-условиях гранулитовой фации.

На основании различающихся датировок в настоящее время в схеме расчленения ультраметаморфических образований УЩ выделяется несколько сходных по составу разновозрастных комплексов – *гайворонский* (3650–3400 млн. лет), *литинский* (2800 млн. лет), *побужский* (2500–2380 млн. лет) и *бердичевский* (2060–2000 млн. лет). Их реальное воспроизводимое расчленение при геологическом картировании оказывается невозможным, ввиду постепенных переходов между «разновозрастными комплексами», сформированными по одним и тем же исходным образованиям. Неоднократное на протяжении более полутора миллиардов лет эпизодическое возобновление именно гранулитовых условий петрогенезиса оказывается трудно объяснимым и с теоретических позиций, в связи с отсутствием эффективных процессов остывания и последующего разогрева огромных объемов земной коры, впоследствии *выведенных на уровень современного эрозионного среза*. Более вероятным представляется очень продолжительный ультраметаморфизм на фоне медленного остывания и длительного существования условий гранулитовой фации с последовательной стабилизацией изотопных систем, дискретный характер которой требует своего исследования и истолкования. Этим же может объясняться и массовое «омоложение» датировок минералов из метаморфических пород побужского гранулит-гнейсового комплекса, стратиграфический возраст которого, как и его аналогов в других регионах, несомненно, превышает 3800 млн. лет.

Что касается верхней части разреза побужского гранулит-гнейсового комплекса, то его породы, особенно минеральные и анхимономинеральные (мраморы, кварциты, гранатовые гнейсы и др.), часто тоже имеют крупнозернистую структуру и «плутонический» облик. Однако их состав и контрастное пластовое чередование с другими породами сохраняют общий вид стратигенных формаций, хотя и они, несомненно, испытали многократную изохимическую перекристаллизацию. На контактах некоторых контрастных по составу пластовых тел устанавливаются маломощные (в условиях «сухого» гранулитового метаморфизма) зоны биметасоматических преобразований.

Ultrametamorphic units are an integral part of mono-facies granulite complexes. They consist of various rocks of granite and granite-like composition that have a plutonic habit and show signs suggesting that they were formed after initial stratomorphic complexes. The distribution of ultrametamorphic units in the granulite assemblages of different shields and their individual geostructures is highly irregular: in some complexes they occur as relatively scarce, small, scattered bodies which make up a few percent of the volume, while in others they clearly prevail. The reasons for their irregular evolution, in spite of the similarity of the original metamorphic complexes, are not clear.

A difference in metamorphic grade is also observed in the Ukrainian Shield (US). Ultrametamorphism is poorly defined in the Priazov complex of the Priazov megablock clearly dominated by metamorphic rocks, where most ultrametamorphic rocks build up scattered bodies. In the Pobuzhsky complex of Srednyeye Pobuzhye, in the southern Bugsko-Rosinsky megablock, metamorphic and ultrametamorphic units are about equal in volume, whereas in Upper Pobuzhye, in the Podolsky megablock, ultrametamorphic rocks make up over 80 % of the granulite complex volume.

The study of ultrametamorphic units in Pobuzhye, collectively referred to as “granitoid” units, has a long history. Their origin and age is still the subject of debate, and granitoid complexes differing in volume were distinguished and given local geographic names. A common feature of all these complexes is their pattern, which bears a strong contrast to *metamorphic host rocks* understood as the basis or frame on which a new multiple assemblage of



genetically different *ultrametamorphic rocks* was formed. The multiple manifestation of ultrametamorphism under similar P-T conditions in the same geostructures is admitted.

Our understanding of the origin of ultrametamorphic units is greatly changing as we analyze them as an integral structural-mineralogical and petrological portion of the stratometamorphic Pobuzhsky granulite-gneiss complex and as a geological formation. Distinguished in the complex (from the base upwards) are kinzigitic, enderbitic-gneissic, leucogranulitic, high-alumina-quartzitic, marble-calciphyric, khondalitic and graded-bedded alumina-basic supercrustal formations. Each of three lower formations is about 3000-4000 m thick and has a relatively homogeneous composition. The kingizitic formation is clearly dominated by garnetiferous gneisses, the enderbitic-gneiss formation by hypersthene-bearing plagiogneisses and the leucogranulitic formation by bifeldspar leucocratic gneisses. The upper formations have a total thickness of about 4000 m and exhibit a mottled, clearly differentiated composition and well-defined sheet-like, often rhythmic alternation.

Ubiquitous ultrametamorphism has altered three lower supercrustal formations, by virtue of which three plutonic-metamorphic kingizitic-granitic, enderbitic and gneissic-alaskitic formations were formed. Each replaces isomorphically one of original supercrustal formations, thus inheriting its structural-stratigraphic position in the common sequence and deformation structure of the complex. This conclusion is drawn from the results of geological mapping and the presence of relict inclusions of metamorphic rocks, belonging to one of the formations replaced, in each of plutonic-metamorphic formations. *Plutonic-metamorphic formations (PMF)* are understood as geological bodies consisting of an assemblage of dominant ultrametamorphic rocks of plutonic habit and metamorphic rock inclusions, in contrast to commonly distinguished *ultrametamorphic formations and complexes* made up only of newly-formed ultrametamorphic rocks.

*The kingizitic-granitic PMF* consists of so-called так “Chudново-Berdichev” granites”, structurally and texturally heterogeneous medium- to coarse-grained biotite-garnet rocks, often with cordierite and sometimes with sillimanite. They always contain inclusions of compositionally similar biotite-garnet gneisses and occasionally other secondary members of the original kingizitic formation. Over 50 years ago, Y. Ir. Polovinkina concluded that “Berdichev” granite is inconsistent in composition with igneous rock nomenclature and, as is now obvious, origin, but it is still being referred to as “granite”. Hypersthene-bearing varieties of “Chudново-Berdichev” granites, now known as “vinnitsites”, are common at the enderbitic PMF boundary.

*The enderbitic PMF* is also built up of enderbitoids, variable in composition and appearance, with permanent inclusions of hypersthene-bearing plagiogneisses and schists. This distinctive group also is only arbitrarily classified as granitoids.

*The gneissic-alaskitic PMF* is dominated by bifeldspar leucocratic and alaskitic granite gneisses. Most of its rocks, really similar in composition and habit to granites, were derived from initial leucocratic bifeldspar gneisses, often almost completely replaced. Therefore, only “non-granitic” relics (resistors) of hypersthene-bearing plagiogneisses, schists and some other minor rocks of the original leucogranulitic formation are often preserved in inclusions.

The comparative study of supercrustal formations and the plutonic-metamorphic formations which replace them by analyzing the typical members and bulk composition of the formations has shown the greatest contribution of quasi-isochemical recrystallization under granulite-facies P-T conditions to the formation of the PMF. It must have been a long process, because up to 5-7 successive generations of *compositionally similar rocks* can be observed in large outcrops of each PMF. Their common trend is the coarser (up to pegmatoid) grain size of each successive generation and transition from the concordant to semi-concordant and cross-cutting position of newly-formed bodies.

Anatexis, which manifests itself in the formation of scarce veined bodies of so-called “aplite-pegmatoid granites” and sometimes migmatite-like units with indistinctly isolated leucosome in the kingizitic-granitic PMF, contributes poorly to the formation of the kingizitic-granitic and enderbitic PMF and markedly to that of the gneissic-alaskitic PMF owing to its compositional characteristics. Hence, post-anatectic K-feldspar metasomatism manifests itself poorly. Quartz pockets and veined bodies, often with a distinctive light-bluish colour, were produced at final stages in all PMF.

To sum up, ultrametamorphism in the Pobuzhsky granulite complex manifests itself as the intense structural and textural alteration of the original supercrustal formations toward the total “homogenization” of the habit of newly-formed PMFs and the coarsening of the rocks, which actually have remained metamorphic units (blastites after K. Mennert) and do not approach granite composition in comparison with original rock assemblages understood commonly as “granitization”. *The ultrametamorphism of the Pobuzhsky complex* then seems to be long-lasting predominant crystalloblastesis, which continued, judging by isotopic-geochronological study, during a period of time from more than 3650 Ma to about 2000 Ma under granulite-facies P-T conditions.

Based on different age dates, several compositionally similar, different-aged units are distinguished in the Ukrainian Shield: *the Gaivoronsky unit* (3650-3400 Ma), *the Litinsky unit* (2800 Ma), *the Pobuzhsky unit* (2500-2380 Ma) and *the Berdichev unit* (2060-2000 Ma). Their real reconstructable subdivision in geological mapping is impossible because of gradual transitions between “different-aged complexes” formed after the same original units. The episodic renewal of granulite-facies petrogenesis over more than 1 ½ billion years is also hard to explain theoretically because of the absence of efficient cooling and subsequent heating of tremendous volumes of the Earth’s crust *uplifted later to the present erosion section level*. Very long ultrametamorphism, accompanied by slow cooling and the persistence of granulite-facies conditions over a long time span with successive stabilization of isotopic systems, the discrete pattern of which should be studied more closely, seems more probable. This also seems to be the reason for the mass “younging” of mineral age dates from the metamorphic rocks of the Pobuzhsky granulite-gneiss complex, whose stratigraphic age, like that of its counterparts from other regions, is undoubtedly more than 3800 Ma.

With respect to the upper portion of the Pobuzhsky granulite-gneiss complex, its rocks, especially mineral and anchimonomineral rocks such as marble, quartzite, garnet gneiss, etc., often also show a coarse-grained structure and a “plutonic” habit. However, their composition and contrasting sheeted alternation with other rocks retain a general pattern of stratigenic formations, although they have also suffered multiple isochemical recrystallization. Thin bime-tasomatic alteration zones, formed under “dry” granulite-facies metamorphic conditions, are identified at the contacts of some compositionally contrasting sheet-like bodies.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СООТНОШЕНИЕ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ВЫСОКОБАРНЫХ ПОРОД И СОДЕРЖАЩИХ ИХ КОМПЛЕКСОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НОВЫХ НАХОДОК ВЫСОКОБАРНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ)

Козловский В.М.<sup>1</sup>, Фришман Н.И.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГЕМ РАН, Москва, Россия, bazil@igem.ru

<sup>2</sup> СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

## GEOLOGICAL CORRELATION OF THE DIFFERENT-AGED HIGH-PRESSURE ROCKS AND THEIR HOST COMPLEXES OF THE BELOMORIAN MOBILE BELT (INTERPRETATION OF NEW FINDS OF HIGH-PRESSURE PARAGENESES)

Kozlovsky V.M.<sup>1</sup>, Frishman N.I.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Mineralogy, Petrology and Ore Geology, RAS, Moscow, Russia, bazil@igem.ru

<sup>2</sup> Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

Наиболее актуальные вопросы геодинамики Беломорского докембрия часто упираются в количество и возраст этапов высокобарного метаморфизма, а также в масштаб проявления этого метаморфизма. При этом большинство исследователей, как правило, заикливаются на интерпретации своих и чужих данных об изотопном возрасте эклогитовых цирконов, не принимая во внимание геологических особенностей высокобарных пород и содержащих их комплексов. В результате природа этих интересных образований так и остаётся загадочной. Нами проведена детальная геологическая съёмка побережья Красной губы Белого моря и островов Кемь-Луды и геологическое и петрографическое изучение высокобарных парагенезисов в Пулонгском и Куземском фрагментах в западной части восточного домена БПП. По результатам этих работ большинство высокобарных пород Беломорья можно объединить в две группы, основываясь на их геологических и петрологических особенностях.

1. *Субстратиформные линзы собственно эклогитов и Grt-Cpx пород.* Эклогиты формируют субстратиформные линзы в гнейсах, а Grt-Cpx породы – линзы в амфиболитах с хорошими согласными контактами. Реже Grt-Cpx породы слагают серии мелких будин, вытянутые согласно полосчатости амфиболитов. Ориентированные текстуры вмещающих толщ плавно обтекают линзы и будины эклогитов и Grt-Cpx пород. Мощность линз эклогитов 1-12 м при протяжённости 5-35 м. Мощность линз Grt-Cpx пород – 10-50 см, протяжённость не более 3 м. Для всех линз эклогитов и Grt-Cpx пород характерна весьма вытянутая форма; соотношение линейных размеров линз в плане изменяется от 1:5 до 1:17. Высокобарные породы этой группы обнаружены как на востоке, так и на крайнем западе восточно-беломорского домена вблизи границы с комплексом высокоглинозёмистых гнейсов. Линзы эклогитов и Grt-Cpx пород залегают в толще амфиболитов и гнейсов, которая прорывается интрузиями габбро-норитов (2,44 млрд. лет) и разрезаются дайками Fe-Ti габбро (2,12 млрд. лет). Следовательно, их возраст древнее, чем воз-



раст габбро-норитов. Минеральный состав эклогитов и Grt-Cpx пород: Cpx+Grt+Qtz; Pl<<5 %. В эклогитах Cpx: Jd=22-24 молек. %; Grt: Prp=12-14 молек. %, Grs=27-30 молек. %. В Grt-Cpx породах Cpx: Ts=1-7 молек. %, Jd=2-5 молек. %; Grt: Prp=6-10 молек. %, Grs=38-42 молек. %. Параметры образования эклогитов в линзах: P=10,9-14,9 кбар, T=590-610°C, и Grt-Cpx пород: P=10,2-13,2 кбар, T=660-720°C, что отвечает собственно плагиоклаз-кианит-омфацитовой субфации эклогитовой фации. Вмещающие гнейсы и амфиболиты были сформированы при P=8,5-9,7 кбар, T=610-680°C. То есть, эклогиты и Grt-Cpx породы в линзах представляют собой существенно более высокобарные образования, чем вмещающие породы. Апоэклогитовые амфиболиты (P=8,5-9,2 кбар) изофациальны с вмещающей толщей гнейсов и амфиболитов. Мы предполагаем, что высокобарные породы данного типа были подняты из глубоких горизонтов Земной коры в виде ксенолитов при формировании неоднородной древней протоплазменной толщи на территории всего восточного Беломорья. Далее линзы высокобарных пород и вмещающая их толща претерпели совместный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации.

2. *Эклогитоподобные породы зон деформаций и эклогитизированные дайки.* В этой группе пород эклогитовый парагенезис развивается преимущественно по зонам рассланцевания габброноритов и по дайкам Fe-Ti габбро, внедрившихся по этим зонам рассланцевания. Мощность зон рассланцевания 10-35 см при протяженности не более 3-4 м. Мощность эклогитизированных даек 0,5-6 м при протяженности 4-16 м. Дайки имеют секущее положение по отношению к вмещающим гнейсам. Только вблизи контактов с дайками наблюдается переориентировка гнейсовидности параллельно контактам и формирование конформных структур. Эклогитовые породы этой группы проявлены только на востоке восточно-беломорского домена вдоль побережья Белого моря и не встречены на западе. Эклогитовые парагенезисы наложены на габбро-нориты, возраст которых 2,44 млрд. лет и синхронны дайкам Fe-Ti габбро с возрастом 2,12 млрд. лет. В редких случаях, когда дайки эклогитизированных Fe-Ti габбро разрезают линзы амфиболитизированных эклогитов группы 1, по последним формируются зоны рассланцевания и вторичной эклогитизации, аналогичные зонам рассланцевания в габбро-норитах. Минеральный состав эклогитоподобных пород: Pl+Cpx+Grt±Opx. В парагенезисе с эклогитовыми минералами отсутствует Qtz. Cpx: Jd=24-32 молек. %; Grt: Prp=20-36 молек. %, Grs=16-25 молек. %. Параметры образования эклогитовых пород: P=9,5-10,5 кбар, T=660-740°C, а SiO<sub>2</sub>=0,32-0,70, что отвечает гранат-биотит-кианит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации. Эклогитовые парагенезисы формировались в результате десиликации базитового протолита потоками недосыщенных кремнезёмом флюидов, циркулирующих по зонам деформаций и по трещинам контракции в дайках Fe-Ti габбро. Вмещающие гнейсы сформировались при P=10,8 кбар, T=660°C. Эклогитовые парагенезисы и вмещающие гнейсы практически изофациальны. Небольшое отклонение эклогитовых парагенезисов в низкобарическую и высокотемпературную область указывает на локальную декомпрессию и разогрев пород в зоне деформаций. Ретроградные изменения эклогитовых пород выражаются формированием симплектитовых Cpx-Pl-Qtz структур, кварцевых кельфиновых кайм вокруг граната, а на заключительном этапе - Grt-Qtz прожилков. Эти изменения отвечают двум фазам ретроградного процесса: 1- декомпрессии и охлаждению до 8-9 кбар и 570-580°C, 2- субизобарическому остыванию на уровне 8-9 кбар, то есть без вывода в верхние горизонты коры.

Таким образом, высокобарные парагенезисы двух рассматриваемых групп являются принципиально разными и, вероятно, разновозрастными геологическими образованиями, сформировавшимися в разновозрастных и разноориентированных структурах, при разных PT параметрах и с разной историей ретроградных изменений. И хотя внешне рассматриваемые породы могут показаться весьма похожими, но у них нет практически вообще ничего общего. Следовательно, нет никаких оснований рассматривать их происхождение в рамках какого-то одного тектоно-метаморфического цикла.

Общая история этих пород начинается только с того момента, как они попадают в зону тектонического меланжа. Зоны меланжа имеют секущее положение по отношению к структурам, вмещающим высокобарные породы обоих типов. Это весьма мощные зоны сложного внутреннего строения. Как правило, зоны меланжа имеют субширотное простирание с небольшим отклонением к северо-западу: аз. пр. 270-320 СЗ и пологое падение 20-50° на север и северо-восток. По простиранию некоторые зоны меланжа прослежены на 3-7 км, вкрест простирания – на 600-800 м.

Высокобарные породы обоих типов в зоне меланжа образуют будины изометричной или чечевицеобразной формы с соотношением линейных размеров не более чем 3:1. Будины сильно амфиболитизированы и заключены в матрикс из микроклинизированных Ms-Bt гнейсов, смятых в сложную систему мелкоамплитудных складок. Температура метаморфизма в зоне меланжа составляет в среднем 690-770°C, но в отдельных случаях может возрастать и до 840°C (см. статью Козловского В.М. и Вирюс А.А. в этом сборнике). В результате такого интенсивного прогресса возможно переувлажнение некоторых изотопных систем, что может привести к ошибкам в интерпретации изотопного возраста высокобарных пород.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 10-05-00015-а и № 09-05-00193-а.*

The most acute problems in the Precambrian geodynamics of the White Sea area are the number and age of stages in high-pressure metamorphism and the scope of metamorphic events. Most authors usually focus on the interpretation of their own and other data on the isotopic age of eclogitic zircons, disregarding the geological characteristics of high-pressure rocks and their host complexes. As a result, the nature of these interesting rocks remains enigmatic. The authors have conducted the detailed geological survey of Krasnaya Bay of the White Sea and Kem Luda islands and the geological and petrographic study of high-pressure parageneses in the Pulonga and Kuzema fragments of the western portion of the eastern Belomorian mobile belt. The results of these studies suggest that most high-pressure rocks of the White Sea area fall into two groups based on geological and petrological characteristics.

1. *Substratiform lenses of eclogites proper and Grt-Cpx rocks.* Eclogites form substratiform lenses in gneisses and Grt-Cpx rocks make up lenses in amphibolites with good concordant contacts. Series of small boudins, composed of Grt-Cpx rocks and elongated conformably with the banding of amphibolites, are less common. Oriented host rock textures gently follow lenses and boudins of eclogites and Grt-Cpx rocks. The eclogite lenses are 1-12 m thick and 5-35 m long. The Grt-Cpx rock lenses are 10-50 cm thick and not more than 3 m long. All of the eclogite and Grt-Cpx rock lenses are typically elongate; the ratio of the linear dimensions of the lenses varies from 1:5 to 1:17 in plan view. The high-pressure rocks of this group were identified in the eastern and far western East Belomorian domain near the boundary with a high-alumina gneiss complex. The eclogite and Grt-Cpx rock lenses occur in the amphibolite-gneiss unit cut by 2.44 Ga gabbro-norite intrusions and 2.12 Ga Fe-Ti gabbro dykes. Consequently, they are older than gabbro-norites. The mineral composition of eclogites and Grt-Cpx rocks is Cpx+Grt+Qtz; Pl << 5 %. Cpx eclogites: Jd = 22-24 molec. %; Grt: Prp = 12-14 molec. %, Grs = 27-30 molec. %. In Grt-Cpx rocks Cpx: Ts = 1-7 molec. %, Jd = 2-5 molec. %; Grt: Prp = 6-10 molec. %, Grs = 38-42 molec. %. The parameters of eclogite formation in the lenses are: P = 10.9-14.9 kbar and T = 590-610°C, and those of Grt-Cpx rocks are P=10.2-13.2 kbar, T = 660-720°C, which is consistent with the plagioclase-kyanite-omphacite subfacies, eclogite facies. Host gneisses and amphibolites were formed at P=8.5-9.7 kbar and T=610-680°C. Consequently, eclogites and Grt-Cpx rocks in the lenses were produced at much higher pressures than the host rocks. Apoeclotitic amphibolites (P = 8.5-9.2 kbar) are isofacial with the gneiss-amphibolite host unit. The authors assume that high-pressure rocks of this type were uplifted from the deep levels of the Earth's crust as xenoliths upon formation of an old heterogeneous protovolcanic unit over the entire eastern White Sea area. The high-pressure rock lenses and their host unit were then subjected together to amphibolite-facies metamorphism.

2. *Eclogite-like rocks of deformation zones and eclogitized dykes.* In this rock group eclogitic paragenesis evolves dominantly after gabbro-norite schistosity zones and after Fe-Ti gabbro dykes which intruded along these schistosity zones. These zones are 10-35 cm thick and not more than 3-4 m long. The eclogitized dykes are 0.5-6 m thick and 4-16 m long. The dykes occupy a cross-cutting position relative to host gneisses. It is only near the contacts with the dykes that gneissosity is re-oriented parallel to the contacts and conformal structures are produced. The eclogitic rocks of this group only occur in the eastern East Belomorian domain along the White Sea coast and are not encountered in its western portion. Eclogitic parageneses rest on on 2.44 Ga gabbro-norites and are coeval with 2.12 Ga Fe-Ti gabbro dykes. In rare cases, when eclogitized Fe-Ti gabbro dykes cut amphibolized eclogite lenses of group 1, schistosity and secondary eclogitization zones, similar to schistosity zones in gabbro-norites, are formed after the latter. The mineral composition of the eclogite-like rocks is Pl+Cpx+Grt±Opx. There is no Qtz in the paragenesis with eclogitic minerals. Cpx: Jd = 24-32 molec. %; Grt: Prp = 20-36 molec. %, Grs = 16-25 molec. %. The eclogite rock formation parameters: P = 9.5-10.5 kbar, T = 660-740°C, a SiO<sub>2</sub> = 0.32-0.70, are consistent with the garnet-kyanite-orthoclase subfacies of amphibolite facies. Eclogitic parageneses were produced by desilication of the basic protolith by silica-undersaturated fluid flows circulating through deformation zones and along contraction cracks in Fe-Ti gabbro dykes. Host gneisses were derived at a pressure of 10.8 kbar and a temperature of 660°C. The eclogitic parageneses and host gneisses are practically isofacial. A small deviation of the eclogitic parageneses to a low-pressure and high-temperature range is indicative of the local decompression and heating of rocks in the deformation zone. The retrograde alterations of eclogitic rocks manifest themselves as the formation of symplectitic Cpx-Pl-Qtz structures, quartz kelyphite rims around garnet and, at the final stage, Grt-Qtz veinlets. These alterations are consistent with two phases of a retrograde process: 1) decompression and cooling at 8-9 kbar and 570-580°C, 2) sub-isobaric cooling at 8-9 kbar, i.e. without uplifting to upper crustal levels.

Thus, the high-pressure parageneses of the two groups discussed are entirely different and probably different-aged geological units formed in different-aged and differently-oriented structures at different PT parameters and with the different histories of retrograde alterations. Although the rocks discussed look similar, they have practically nothing in common. Consequently, there are no grounds for discussing their origin within one tectono-metamorphic cycle.

The common history of these rocks began only when they found themselves in a tectonic mélange zone. Mélange zones occupy a cross-cutting composition relative to the structures that host high-pressure rocks of both types. These zones are thick and have a complex internal structure. Mélange zones commonly strike approximately E-W

with a minor inclination to the north-west: az. about 270-320 NW and dip gently at 20-50° north and north-east. Some of the mélange zones have been traced over a strike length of 3-7 km and across a width of 600-800 m.

High-pressure rocks of both types in the mélange zone form boudins of isometric or lenticular form with the linear dimension ratio of not more than 3:1. The boudins are intensely amphibolized and are supported by a matrix, which consists of microclinized Ms-Bt gneisses thrown into a complex system of small-amplitude folds. The average metamorphic temperature in the mélange zone is 690-770°C, but sometimes it rises to 840°C (see a paper by V.M. Kozlovsky & A.A. Viryus in this volume). As a result of such an intense heating, some isotopic systems can be re-equilibrated, and the isotopic age of high-pressure rocks may thus be interpreted incorrectly.

*The study was supported by RFFR grants nos. 10-05-00015-a and 09-05-00193-a.*

## ГРАНУЛИТОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ЛОКАЛЬНЫХ ЗОНАХ ДЕФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ

*Козловский В.М.<sup>1</sup>, Вирюс А.А.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ИГЕМ РАН, Москва, Россия, bazil@igem.ru

<sup>2</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия,

## GRANULITE PARAGENESES IN THE LOCAL DEFORMATION ZONES OF THE EASTERN WHITE SEA AREA

*Kozlovsky V.M.<sup>1</sup>, Viryus A.A.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Institute of Mineralogy, Petrology and Ore Geology, RAS, Moscow, Russia, bazil@igem.ru

<sup>2</sup> Institute of Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka, Russia,

В зонах интенсивных тектонических деформаций отмечаются находки аномальных минеральных парагенезисов, которые сформировались при температуре и давлении, существенно отличающихся от РТ параметров вмещающих пород. Интерпретация этих находок обычно требует выявления структурных и петрологических причин, приводящих к локальной компрессии/декомпрессии и (или) разогреву и плавлению пород.

Объектом нашего исследования послужили амфиболовые и биотит-полевошпатовые метасоматиты, развивающиеся в субширотной зоне тектонического меланжа, затронувшей интрузию габброноритов на г. Шавруха. В зоне деформаций габбронориты рассланцованы и амфиболлизированы. Мощность участков рассланцевания и амфиболлизации составляет 10-50 м при протяженности от 150-200 м. Строение зоны рассланцевания можно рассматривать как мегамилонит: изометричные округлые фрагменты (0,3-4,0 м) неизменённых массивных габброноритов заключены в рассланцованный линзовидно-прожилковый Grt-Bt-Pl-Amph агрегат. Этот агрегат образует ветвистую сеть, оконтуривающую округлые фрагменты габброноритов. Изоструктурно с направлением рассланцевания в Grt-Bt-Pl-Amph агрегате залегают лейкосомы Grt-Bt-Pl-Qtz и Bt-Pl-Qtz состава. В строении зоны рассланцевания можно выделить 4 разновидности пород (рис.1 и таблица): 1. Массивные слаборассланцованные меланократовые гранатопые амфиболиты (Образец shvr-5): Amph 50-60 %, Grt 8-12 %, Pl 30-35 %, Bt 5-10 %, +Ged, +Rt, +Ilm, ±Py, ±Qtz); 2. Мезократовые рассланцованные гранат-биотит-амфиболовые породы (Образец shvr-10: Amph 10-15 %, Grt 5-10 %, Pl 65-75 %, Bt 10-15 %, +Qtz, +Rt, +Ilm, +Ttn, ±Py); 3. Лейкократовые рассланцованные амфибол-гранат-биотитовые породы (Образец shvr-8: Grt 10-15 %, Pl 70-80 %, Bt 5-10 %, +Amph, +Qtz, +Dol, +Mus, +Rt, +Ilm); 4. Лейкократовые гранат-биотитовые и биотитовые породы гнейсовидного облика (Образцы shvr-12 и 13: Grt 0-5 %, Pl+Qtz 80-95 %, Bt+Mus 8-10 %, +Kfs, +Dol, +Rt, +Ilm).

Меланократовые разновидности, относительно обогащённые Grt и Amph, слагают основной объём зон рассланцевания. Лейкократовые Grt-Bt-Pl и Bt-Pl породы, формируют жильные лейкосомы среди меланократовых Bt-Grt-Pl-Amph пород. Приконтактные части таких лейкосом сложены промежуточными по составу мезократовыми Grt-Amph-Bt-Pl породами. В жильных лейкократовых породах регулярно наблюдаются теневые структуры и реликтовые минералы из меланократовых ассоциаций. Это позволяет установить направление метасоматического преобразования габброноритов в зонах рассланцевания – от меланократовых Bt-Grt-Pl-Amph пород к лейкократовым Grt-Bt-Pl и Bt-Pl жильным лейкосомам. Милонитовые структуры, вязкие разрывы и тени давления вокруг реликтов магматических Орх и Срх позволяют рассматривать апогабброноритовые породы как высокотемпературные бластомилониты. Изменение химического состава апогаббронорито-

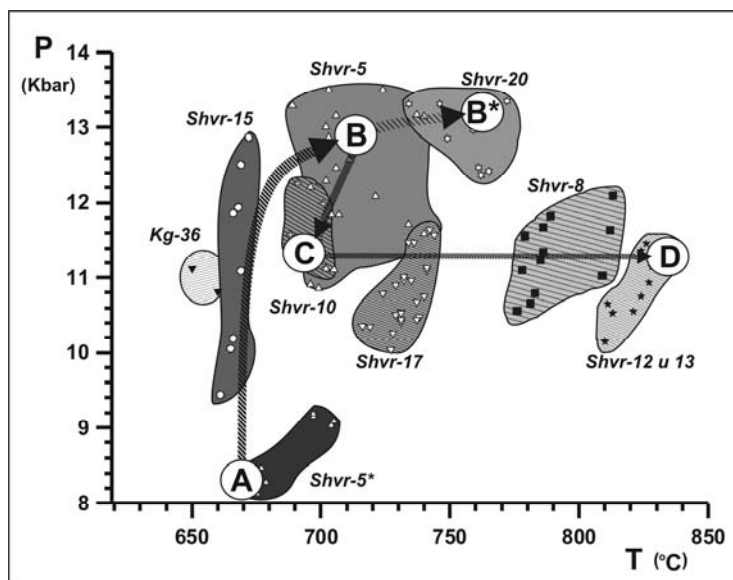
вых пород выражается в увеличении  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и падении  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  в направлении от меланократовых пород к лейкосомам (таблица).

**Table.** The Chemical composition of the metasomatites of the apogabbro-norite and the chemical composition of the silicate glass (mass. %) from a zone of the deformations.

Compo-nents	1	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	shvr-1	shvr-15	shvr-20	shvr-5	shvr-10	shvr-8	shvr-12	shvr-13	shvr-12-75	shvr-12-78
$\text{SiO}_2$	53.21	49.75	50.06	57.54	60.17	60.89	68.98	63.78	55.28	46.02
$\text{TiO}_2$	0.44	0.30	0.16	0.21	0.21	0.46	0.15	0.14	0.00	0.04
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13.97	11.23	12.12	14.22	13.74	18.96	15.61	19.34	26.64	28.01
$\text{FeO}$	9.03	9.42	10.03	6.40	5.21	3.36	1.36	0.91	0.27	1.63
$\text{MnO}$	0.14	0.15	0.16	0.10	0.09	0.04	0.03	0.02	0.00	0.01
$\text{MgO}$	10.58	15.67	12.99	9.46	8.62	1.60	1.57	1.24	3.79	9.70
$\text{CaO}$	7.28	8.69	8.18	6.90	4.86	6.16	3.35	3.34	0.12	0.30
$\text{Na}_2\text{O}$	2.41	1.67	2.31	2.97	2.71	4.07	3.72	6.72	0.05	0.06
$\text{K}_2\text{O}$	0.88	0.35	0.54	0.89	1.88	1.70	2.59	2.05	8.37	4.54
sum	97.94	97.23	96.55	98.69	97.49	97.24	97.36	97.54	94.52	90.31

Note: Analysis № 1-9 have been produced in the IGEM RAS on the XRF-spectrometer PHILIPS; analysis № 10 and 11 - on the microanalyzer JEOL-8201; shvr-1 - gabbro-norite not amphibolized; shvr-5, shvr-15, shvr-20 - melanocratic massive or poorly-cleavable garnet amphibolites; shvr-10 - mesocratic cleavable garnet-amphiboles rocks; shvr-8 - leucocratic cleavable amphibole-garnet-biotite rocks; shvr-12, shvr-13 - gneissose garnet-biotites and biotites leucosomes; shvr-12-75, shvr-12-78 - intergranular transformed silicate glass.

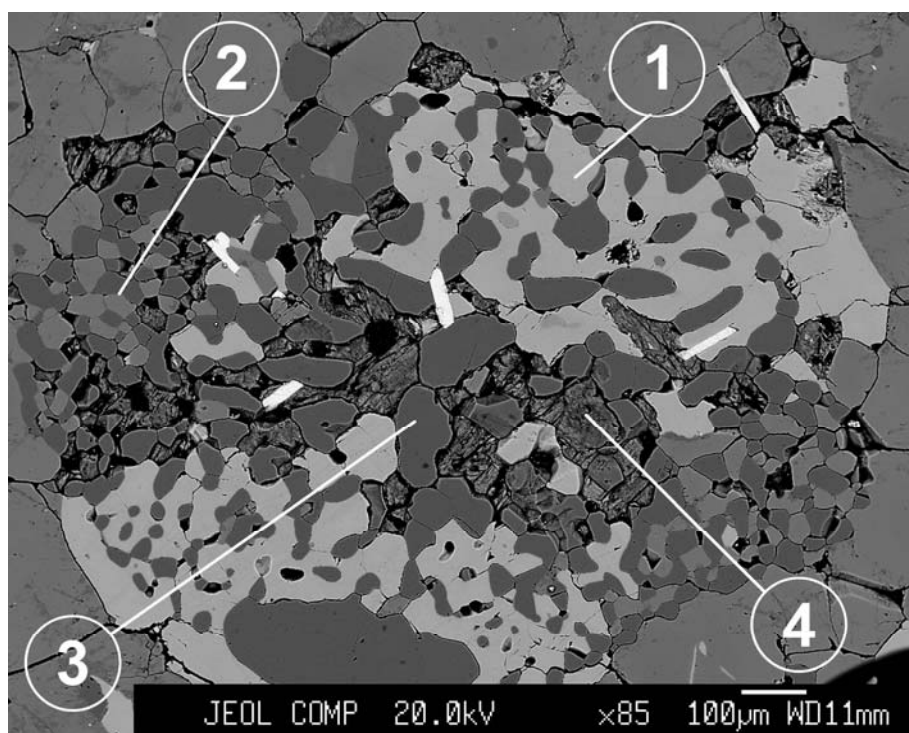
Составы породообразующих минералов эволюционировали согласно увеличению  $\text{SiO}_2$  в породах. Гранат изменяет свой состав от высокопиропового ( $\text{Prp}=46-48$  мол. %,  $\text{Grs}=10-12$  мол. %,  $\text{Alm}=44-46$  мол. %), в меланократовых массивных Bt-Grt-Pl-Amph породах до высокороссулярового ( $\text{Prp}=18-20$  мол. %,  $\text{Grs}=30-35$  мол. %,  $\text{Alm}=45-46$  мол. %), в (Grt)-Bt-Pl жильных лейкосомах. В этом же направлении с увеличением кремнекислотности пород происходит увеличение железистости ( $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ) амфиболов от 0,15 до 0,50, а также увеличение чермакитового замещения ( $\text{Mg}+\text{Si} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}}$ ) от 0,40 до 1,2 атомов ( $\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}}$ ) на формульную единицу (ф.е.) и эденитового замещения ( $\text{Si} \rightarrow \text{Na}+\text{Al}^{\text{VI}}$ ) от 0,2 до 0,7 атомов ( $\text{Na}+\text{Al}^{\text{VI}}$ ) на ф.е. Состав биотитов эволюционирует подобно составу амфиболов. От ранних меланократовых Bt-Grt-Pl-Amph пород к поздним Grt-Bt-Pl лейкосомам возрастает железистость биотитов от 0,14 до 0,55 и увеличивается количество истонит-сидерофиллитового замещения ( $\text{Mg}+\text{Si} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}}$ ) от 0,12 до 0,30 атомов ( $\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}}$ ) на ф.е. В жильных лейкосомах скачкообразно возрастает содержание  $\text{TiO}_2$  в биотите от 1,5 до 4-5 масс. %. Состав плагиоклаза эволюционирует от андезин-лабрадора (An 47-52) в неизменённых габброноритах до андезина (An 35-40) в меланократовых Bt-Grt-Pl-Amph породах и до олигоклаза (An 24-30) в (Grt)-Bt-Pl лейкосомах.



**Рис.1.** Эволюция температуры и давления в процессе формирования зоны расслаивания по габброноритам. А-В (В\*) – ранняя стадия компрессии и разогрева, В-С – участок декомпрессии, отвечающий зарождению зоны расслаивания, С-Д – субизобарический разогрев и формирование лейкосом в зоне расслаивания. Образцы kg-36 – вмещающие гранат биотитовые гнейсы; shvr-5\* – наиболее ранняя порфириобластовая Grt-Amph ассоциация в массивных меланократовых амфиболитах; остальные образцы – в тексте.

Методом согласованных минералогических термометров и барометров TWQ установлено, что эволюция апобазитовых пород в зонах расланцевания проходила в три стадии (рис. 1). На ранней компрессионной стадии при повышении давления с 8,1 до 13 кбар и незначительном разогреве от 680 до 710°C (участок А-В), формировались массивные и слабодисланцованные меланократовые Bt-Grt-Pl-Amph породы (обр. shvr-15, shvr-5). В редких образцах меланократовых Bt-Grt-Pl-Amph пород разогрев мог достигать 760°C (обр. shvr-20, точка В\*). Превышение предела прочности привело к зарождению зон расланцевания и сопровождалось декомпрессией с 13 кбар до уровня вмещающих пород - 11 кбар (участок В-С). При этом начали формироваться мезократовые расланцованные Grt-Amph-Bt-Pl породы (обр. shvr-10 и shvr-17). Последующий субизобарический разогрев пород в зоне интенсивных деформаций до 840°C (участок С-Д на рис. 1) привёл к формированию лейкократовых расланцованных Amph-Grt-Bt-Pl пород (обр. shvr-8) и гнейсовидных Grt-Bt-Pl и Bt-Pl лейкосом (обр. shvr-12; 13). Подобный “Z”-образный РТ-тренд развития пород со значительным субизобарическим разогревом характерен для зон деформаций и был установлен Л.Л. Перчуком в гранулитах пояса Лимпопо.

В самых высокотемпературных породах, то есть в гнейсовидных лейкосомах, были обнаружены изометричные полиминеральные включения (рис. 2), имеющие, с вмещающим минеральным агрегатом чёткую структурную границу. Внутреннее строение включений напоминает строение зональных керамических пегматитов. К зоне эндоконтакта тяготеют зёрна сахаровидного кварца и плагиоклаза. Около половины объёма включения занимают “микроблоки” микроклина с включениями кварца, напоминающими псевдографические структуры. Центральная часть зональных полиминеральных включений сложена зёрнами крупнозернистого сахаровидного кварца, окружёнными микрозернистым минеральным агрегатом, напоминающим плохо раскристаллизованные псевдотахилиты (таблица), аналогичные обнаруженным в зонах тектонического меланжа и в импактных структурах.



**Рис. 2.** Полиминеральное микровключение “микропегматитового” строения в лейкосоме (обр. shvr-12), формирующейся в зоне расланцевания и амфиболитизации габброноритов (в поглощённых электронах). 1 – симплектитовый кварц-микроклиновый агрегат, 2 – зернистый “сахаровидный” кварц-плагиоклазовый агрегат, 3 – округлые крупные выделения кварца в осевой части микровключения, 4 – чешуйчатый слюдитый агрегат, замещающий псевдотахилитовое силикатное стекло.

Находки полиминеральных включений “микропегматитового” строения мы интерпретируем как первые порции автохтонного гранитного расплава, сформировавшиеся в наиболее высокотемпературной фазе развития зоны деформаций. В изучаемых лейкосомах плавление наступает при температуре, превышающей 800°C, то есть более высокой, чем получена в экспериментах по гранитизации амфиболитов.

Возможно, это является следствием водно-углекислотного состава флюида, в котором активность воды существенно ниже, чем в чисто водном флюиде.

Таким образом, механические напряжения в зонах деформаций способны инициировать локальную компрессию, а релаксация этих напряжений приводит к образованию зон трещиноватости и сопровождается падением давления. Разогрев и последующее плавление пород на стадии декомпрессии происходит как за счёт реакций с флюидом, так и за счёт трения при пластическом течении. Зоны деформаций древних кристаллических комплексов являются благоприятными структурами для генерации автохтонных магматических расплавов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 10-05-00015-а и № 09-05-00193-а.*

Anomalous mineral parageneses, which formed at temperatures and pressures differing substantially from those of host rocks, are encountered in intense tectonic deformation zones. To interpret them, one usually has to reveal the structural and petrological factors that have led to the local compression/decompression and/or heating and melting of rocks.

The goal of the present study was to examine the amphibole and biotite-feldspar metasomatic rocks occurring in the near-E-W-trending tectonic mélange zone that has affected a gabbro-norite intrusion on Mount Shavrukha. In the deformation zone, gabbro-norites are foliated and amphibolized. The foliation and amphibolization zones are 10-50 m thick and 150-200 m long. Structurally, the foliation zone is a megalyonite: isometric rounded fragments (0.3-4.0 m) of unaltered massive gabbro-norites are in foliated lenticular-streaky Grt-Bt-Pl-Amph aggregate. The aggregate forms a branching network delineating rounded fragments of gabbro-norites. Leucosomes of Grt-Bt-Pl-Qtz and Bt-Pl-Qtz composition are distributed isostructurally with the direction of foliation in the Grt-Bt-Pl-Amph aggregate. Four rock varieties can be distinguished in the foliation zone structure (Fig.1 and Table):

1. Massive poorly foliated melanocratic garnet amphibolites (Sample shvr-5) : Amph 50-60 %, Grt 8-12 %, Pl 30-35 %, Bt 5-10 %, +Ged, +Rt, +Ilm, ±Py, ±Qtz);
2. Mesocratic foliated garnet-biotite-amphibole rocks (Sample shvr-10: Amph 10-15 %, Grt 5-10 %, Pl 65-75 %, Bt 10-15 %, +Qtz, +Rt, +Ilm, +Ttn, ±Py);
3. Leucocratic foliated amphibole-garnet-biotite rocks (Sample shvr-8: Grt 10-15 %, Pl 70-80 %, Bt 5-10 %, +Amph, +Qtz, +Dol, +Mus, +Rt, +Ilm);
4. Leucocratic garnet-biotite and biotite rocks of gneissoid habit (samples shvr-12 и 13: Grt 0-5 %, Pl+Qtz 80-95 %, Bt+Mus 8-10 %, +Kfs, +Dol, +Rt, +Ilm).

The foliation zones are dominated by melanocratic varieties relatively enriched in Grt and Amph. Leucocratic Grt-Bt-Pl and Bt-Pl rocks form veined leucosomes among melanocratic Bt-Grt-Pl-Amph rocks. The near-contact portions of such leucosomes consist of intermediate Grt-Amph-Bt-Pl rocks. Shade structures and relict minerals from melanocratic assemblages are commonly observed in veined leucocratic rocks. This helps determine the metasomatic alteration trend of gabbro-norites in foliation zones: from melanocratic Bt-Grt-Pl-Amph rocks to leucocratic Grt-Bt-Pl and Bt-Pl veined leucosomes. Based on mylonitic structures, viscous ruptures and pressure shades around the relics of igneous Opx and Cpx, apogabbro-noritic rocks are classified as high-temperature blastomylonites. Variations in the chemical composition of apogabbro-noritic rocks are reflected in the increase of SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O and in the decrease of MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and CaO from melanocratic rocks to leucosomes (Table).

The compositions of rock-forming minerals were evolving concordantly with the rising concentration of SiO<sub>2</sub> in the rocks. Garnet changes its composition from high-pyrope (Prp = 46-48 mol. %, Grs = 10-12 mol. %, Alm = 44-46 mol. %,) in melanocratic massive Bt-Grt-Pl-Amph rocks to high-grossular (Prp = 18-20 mol. %, Grs = 30-35 mol. %, Alm = 45-46 mol. %,) in (Grt)-Bt-Pl veined leucosomes. As the silicic acid content of the rocks increases, the iron content of (Fe/(Fe+Mg)) amphiboles rises from 0.15 to 0.50, tschermakite replacement (Mg+Si→Al<sup>IV</sup>+Al<sup>VI</sup>) increases from 0.40 to 1.2 atoms (Al<sup>IV</sup>+Al<sup>VI</sup>) per formula unit (f.u.) and edenite replacement (Si→Na+Al<sup>VI</sup>) from 0.2 to 0.7 atoms (Na+Al<sup>VI</sup>) per f.u. The composition of biotite evolves like that of amphibole. The iron content of biotite rises from 0.14 to 0.55 from early melanocratic Bt-Grt-Pl-Amph rocks to late Grt-Bt-Pl leucosomes and the amount of eastonite-siderophyllite replacement (Mg+Si→Al<sup>IV</sup>+Al<sup>VI</sup>) increases from 0.12 to 0.30 atoms (Al<sup>IV</sup>+Al<sup>VI</sup>) per f.u. In veined leucosomes, the TiO<sub>2</sub> content of biotite jumps from 1.5 to 4-5 mass. %. The composition of plagioclase evolves from andesine-labrador (An 47-52) in unaltered gabbro-norites to andesine (An 35-40) in melanocratic Bt-Grt-Pl-Amph rocks to oligoclase (An 24-30) in (Grt)-Bt-Pl leucosomes.





The evolution of apobasic rocks in foliation zones falls into three stages, as has been shown using the method of concordant mineralogical thermometers and barometers, TWQ (Fig. 1). As pressure increased from 8.1 to 13 kbar and temperature rose slightly from 680 to 710°C (zone A-B) at an early compression stage, massive and poorly foliated melanocratic Bt-Grt-Pl-Amph rocks were formed (samples shvr-15 and shvr-5). In scarce melanocratic Bt-Grt-Pl-Amph rock samples temperature rose up to 760°C (sample shvr-20, point B\*). The exceeding of compressive strength gave rise to schistosity zones and was accompanied by decompression from 13 kbar to a host rock level of 11 kbar (zone B-C). Mesocratic foliated Grt-Amph-Bt-Pl rocks (samples shvr-10 and shvr-17) began to form. The subsequent sub-isobaric heating of rocks in the intense deformation zone to 840°C (zone C-D in Fig. 1) gave rise to foliated leucocratic Amph-Grt-Bt-Pl rocks (sample shvr-8) and gneissoid Grt-Bt-Pl and Bt-Pl leucosomes (sample shvr-12; 13). Such a “Z”-shaped PT evolution trend of rocks subjected to considerable sub-isobaric heating is characteristic of deformation zones and has been reported by L.L. Perchuk from Limpopo belt granulites.

Isometric polymineral inclusions (Fig. 2), which have a distinct structural boundary with a host mineral aggregate, were revealed in the highest-temperature rocks, i.e. in gneissoid leucosomes. The internal structure of the inclusions is similar to that of zonal ceramic pegmatites. Sugar-like quartz and plagioclase grains are confined to the endocontact zone. “Microblocks” of microcline with quartz inclusions resembling pseudographic structures occupy about ½ of the inclusion volume. The central portion of the zonal polymineral inclusions consists of coarse sugar-like quartz grains surrounded by fine-grained mineral aggregate which resembles poorly recrystallized pseudotachylytes (Table) similar to those encountered in tectonic mélange zones and in impact structures.

The authors interpret polymineral “micropegmatitic”-structured inclusions as the first portions of autochthonous granitic melt formed in the highest-temperature evolution phase of the deformation zone. In the leucosomes examined, melting begins at a temperature in excess of 800°C, which is higher than the one obtained in amphibolite granulization experiments. This is probably due to the water-carbonic acid composition of the fluid, in which water activity is much lower than in purely aqueous fluid.

To sum up, mechanical stresses in deformation zones can initiate local compression, and the relaxation of the stresses gives rise to fracturing zones and is accompanied by the drop of pressure. The heating and subsequent melting of rocks upon decompression takes place by virtue of reactions with fluid and friction upon ductile flow. The deformation zones of old crystalline complexes are favourable structures for the generation of autochthonous magmatic melts.

## ГИПОТЕЗА ОБ УЛЬТРА-ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ В ПОРОДАХ АРХЕЙСКОЙ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ЭКЛОГИТОВ АССОЦИИАЦИИ ГРИДИНО

Конюков А.Н.<sup>1,2</sup>, Докукина К.А.<sup>2</sup>, Ван К.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия, konilov@iem.ac.ru

<sup>2</sup> ГИН РАН, Москва, Россия

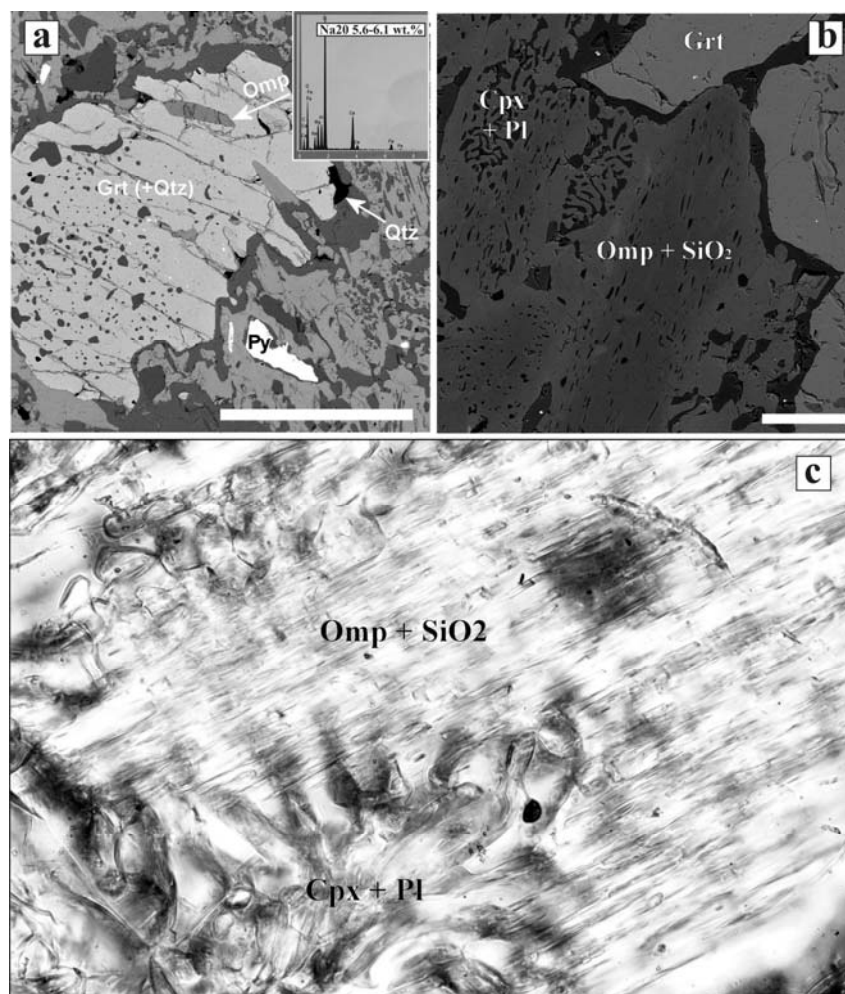
## HYPOTHESIS ABOUT ULTRAHIGH-PRESSURE CONDITIONS IN ROCKS OF THE ARCHEAN BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE. PETROLOGICAL DATA FOR ECLOGITES OF GRIDINO ASSEMBLAGE

Konilov A.N.<sup>1,2</sup>, Dokukina K.A.<sup>2</sup>, Van K.V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia, konilov@iem.ac.ru

<sup>2</sup> Geological Institute RAS, Moscow, Russia

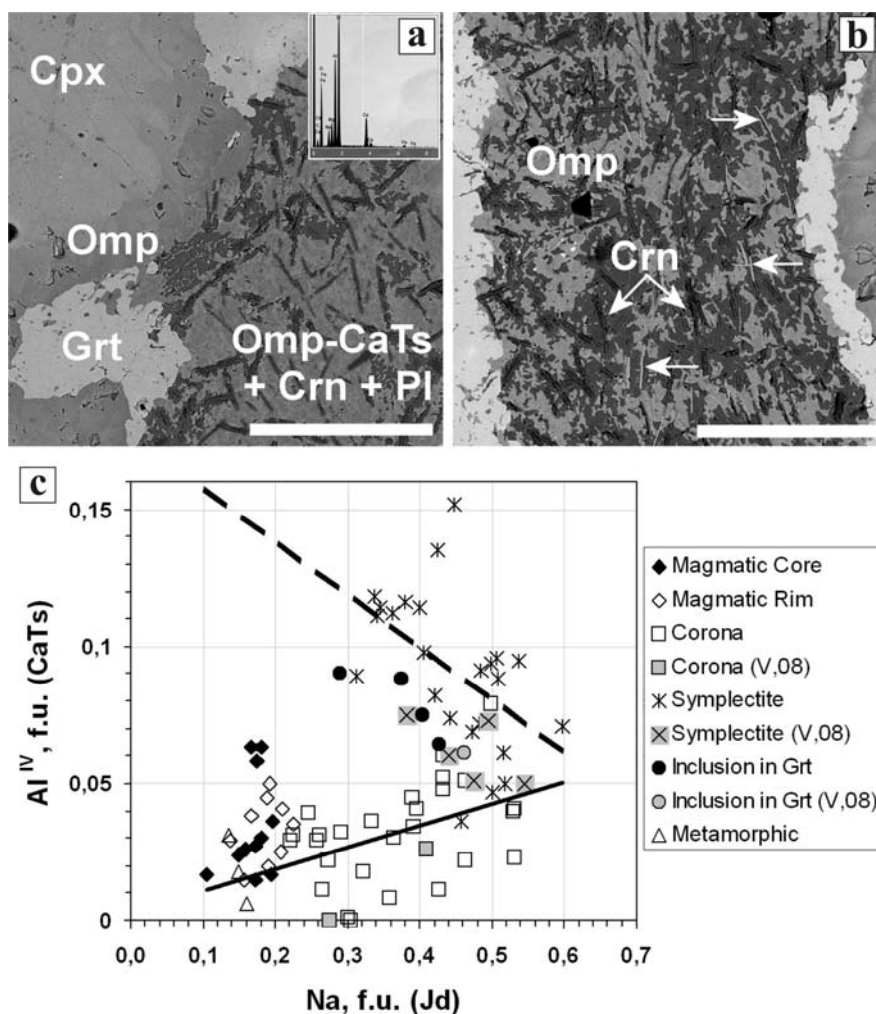
Гридинская ассоциация включает ТТГ гнейсы и породы тектонического меланжа, эклогитизированные мафитовые дайки нескольких генераций, а также небольшие будинированные тела эклогитов, в отношении которых предполагается субдукционное происхождение. На рисунке 1а представлен пример эклогита из будинированного тела на мысе Варгас. Состав включения омфацита –  $Jd_{36}Ae_4$  мол. % при железистости 0.28; состав граната-хозяина – Grs18-20 мол. % при железистости 0.66-0.69. TP-условия оценены ~750 °C и 16 кбар. Для оценки давления использовался минимальный жадеитовый геобарометр, поэтому давление является минимально возможным для равновесия омфацита указанного состава с кварцем. Проблемой является оценка реального давления на пике эклогитового метаморфизма. Ряд косвенных признаков указывают на то, что эклогитизация всей Гридинской ассоциации могла происходить в ультра-высокобарических условиях [1,2].



**Fig. 1.** a) BSE изображение симплектитового эклогита из будины на мысе Варгас. Порфириобласт граната с включениями омфацита и кварца. Длина масштабной линейки 1 мм. На врезке – энергодисперсионный спектр омфацита. (b-c) BSE изображение (b) и микрофотография (c) эклогита из дайки на острове Воротная Луда. Омфацит с выделениями  $\text{SiO}_2$ . Длина масштабной линейки 0,1 мм.

**Fig. 1.** (a) BSE image of symplectite eclogite (Cape Vargas locality). Porphyroblast of garnet with omphacite and quartz inclusions. Scale bar is 1 mm long. Energy dispersive spectra of omphacite is shown in the insert. (b) BSE image and photomicrograph (c) of eclogite from the dyke from Vorotnaya Luda island. Omphacite with  $\text{SiO}_2$  rods. Scale bar is 0.1 mm long (b).

Одним из наиболее обоснованных аргументов в подтверждение такой гипотезы являются игольчатые выделения ("роды")  $\text{SiO}_2$  в омфацитах. Они являются характерной особенностью UHP комплексов и рассматриваются в качестве структур интракристаллического распада катион-дефицитного "supersilicic" пироксена, обогащенного Ca-Eskola миналом. На Рис.1b,c представлены микрофотографии подобных структур, обнаруженных в дайках кварц-содержащих габброноритов. Локальные составы омфацита –  $\text{Jd}_{22}\text{-26Ae}_{5.8}$  мол. % при железистости 0.15-0.17; состав граната –  $\text{Gr}_{12-13}$  мол. % при железистости 0.50. PT-условия оценены  $\sim 720^\circ\text{C}$  и 14 кбар. Для реконструкции первичного состава CaEs клинопироксена применяются различные приемы – реинтеграция омфацита с "родами"  $\text{SiO}_2$  с помощью микрозондового анализа по площади, а также реинтеграция Cpx-Pl симплектитов. При реинтеграции на микроанализаторе составов омфацита с родами  $\text{SiO}_2$  и Cpx-Pl симплектитов со структурой "одного зерна" в дайке кварц-содержащего габбронорита района Гридино были получены одинаковые интегральные составы, состав которых можно проинтерпретировать в качестве клинопироксена с содержанием CaEs молекулы 5-7 мол. % [2]. Учитывая экспериментальные данные [3], пироксен такого состава в равновесии с гранатом мог быть стабилен при давлении превышающим 25 кбар при температуре  $850^\circ\text{C}$ .



**Fig. 2.** (a-b) BSE изображения эклогита по дайке оливинового габбронорита на восточной окраине с. Гридино. Длина масштабной линейки 0,2 мм. (а) Корона омфацита вокруг магматического клинопироксена и омфацит-плаггиоклазовые симплектиты с корундом в окружении вторичной гранатовой короны, образец 1111-3а. На врезке – энергодисперсионный спектр симплектита на площади 60х60 микрон. (б) Омфацит-плаггиоклазовые симплектиты с корундом и шпинелью (отмечены стрелками). Темно-серое – плаггиоклаз, белое – гранатовые короны, по краю справа – фрагмент омфацитовой короны вокруг магматического клинопироксена. Образец 1111-3с. (с) Параметры составов клинопироксенов в дайке оливинового габбронорита на восточной окраине с. Гридино. Наши данные и [4]. Сплошная линия - тренд для коронарных клинопироксенов, пунктирная – для симплектитов клинопироксена с корундом и плаггиоклазом.

**Fig. 2.** (a-b) BSE images of eclogite after olivine gabbronorite (eastern outskirts of the Gridino village). Scale bars are 0.2 mm long. (a) Omphacite corona around of magmatic clinopyroxene and omphacite-plagioclase symplectite with corundum inside of secondary garnet corona, sample 1111-3a. Energy dispersive spectra of symplectite area of 60x60 microns is shown in the insert. (b) Omphacite-plagioclase symplectite with corundum and needle-shaped spinel (marked by arrows). Dark-gray is plagioclase, white – the garnet, on right side – a fragment of omphacite corona around of magmatic clinopyroxene. Sample 1111-3c. (c) Na vs.  $Al^{IV}$  (or Jadeite vs. Ca-Tschermak end-members) diagram of clinopyroxenes from the dyke of olivine gabbronorite (eastern outskirts of the Gridino village). From [4] and our data. Solid line is a trend for coronitic clinopyroxenes, dashed line - for symplectites of clinopyroxene with corundum and plagioclase.

В гридинских оливиновых габброноритах обнаруживаются омфациты с максимальным содержанием жадитового минала превышающим 50 мол. % [2,4]. Такие омфациты присутствуют в трех различных структурных позициях – в мономинеральных коронах вокруг реликтов магматических пироксенов, в составе симплектитов с плаггиоклазом и корундом (иногда вместе со шпинелью) и в виде включений в коронарном гранате, в котором также обнаруживаются включения корунда и плаггиоклаза. На рисунке 2а, б представлены изображения подобных структур в отраженных электронах. Омфацитовые короны имеют концентрическое зональное строение, в направ-

лении от исходного магматического орто- или клинопироксена содержание натрия и, соответственно, жадеита возрастает. Минеральная ассоциация симплектитов, очевидно, зависит от валового состава породы. Похожие симплектиты нами были изучены в трех шлифах из одного образца 1111-3. Параметры химического состава магматических минералов – оливина, орто- и клинопироксенов представлены в таблице 1. В шлифе 1111-3а присутствуют наиболее магнезиальные магматические минералы, а в состав симплектитов не входит шпинель. В двух других шлифах в симплектитах присутствует шпинель игольчатого габитуса (Рис.2а,б, табл.1). Минеральные парагенезисы для этой же дайки по данным [4] по химизму минералов и составу симплектитов аналогичны шлифу 1111-3а. Приведенные здесь петрологические и минералогические данные подтверждают вывод О.И. Володичева и соавторов [4] о дифференцированности состава габброноритов, даже в пределах небольшого объема породы.

**Table.** Parameters of composition of magmatic minerals and mineral assemblages of symplectites in olivine gabbronorite; re-integrated composition of symplectites (1) and hypothetical chemical and crystallochemical compositions of replaced clinopyroxene (2) in a sample 1111-3a. See text for explanations.

	Magmatic minerals				
Sample	Ol	Opx			Cpx
	XFe	XFe	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	XFe
1111-3a	0,16-0,18	0,16-0,17	1,8-2,8	1,8-2,8	0,10-0,11
1111-3b	0,27	0,16-0,24	1,5-3,5	1,5-3,3	0,11-0,18
1111-3c	n.f.	0,18-0,25	1,0-3,0	2,5-2,8	0,13-0,19
Sample	Symplectite				
1111-3a	Omp + Pl + Crn				
1111-3b	Omp + Pl + Crn + Spl				
1111-3c	Omp + Pl + Crn + Spl				
Symplectite					
Wt. %		(1)	(2)		
SiO <sub>2</sub>		48,41	56,28		
TiO <sub>2</sub>		0,06	0,07		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		27,05	16,13		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,29	0,34		
FeO*		1,59	1,84		
MnO		0,02	0,03		
MgO		6,01	6,98		
CaO		10,34	12,02		
Na <sub>2</sub> O		5,38	6,26		
K <sub>2</sub> O		0,04	0,05		
Total		99,19	100		
Cations					
Si		1,692	1,957		
Al <sup>IV</sup>		0,308	0,043		
Al <sup>VI</sup>		0,806	0,618		
Ti		0,002	0,002		
Cr		0,008	0,009		
Fe"		0,046	0,054		
Mn		0,001	0,001		
Mg		0,313	0,362		
Ca		0,387	0,448		
Na		0,365	0,422		
K		0,002	0,002		
Total		3,929	3,918		
O		6	6		
Fe/(Fe+Mg).		0,129	0,129		
CaEs (=2x(4-Cations))			0,164		
Jd (=Na)			0,422		
CaTs (= (Al <sup>VI</sup> +Cr-Jd-CaEs)/2)			0,042		
Di-Hd (=Ca-CaEs/2-CaTs)			0,324		
En-Fs (= (Fe+Mn+Mg-(Di-Hd))/2)			0,047		

Notes: n.f. – not found. \* All iron as FeO.

Омфациты в составе корон, симплектитов и включений в гранате различаются по глиноземистости. На рисунке 2с представлены особенности их состава. Учитывались следующие обстоятельства. 1. Микрозондовые исследования шлифов 1111-3 проводились на протяжении ряда лет на разных микроанализаторах. Систематических отклоне-



ний в анализах не выявлено. Для сравнения на рисунке 2с представлены независимые данные [4, рис.6а, анализы 23-36, табл.2], результаты хорошо согласуются. Все расчеты проведены и представлены на рисунке 2с без учета трехвалентного железа. Сумма катионов в формуле  $\text{Crx}$ , рассчитанной на 6 атомов кислорода, имеет отрицательную корреляцию с содержанием натрия, суммы октаэдрических катионов находились в диапазоне 1.98-2.05. Магматические клинопироксены и клинопироксены в гранулитовых  $\text{Opx-Crx-Grt-Prg}\pm\text{Dol}$  доменах (гранулированные участки по [4]) имеют низкие содержания натрия и Са-Чермаковского минала. В отличие от коронарного, клинопироксены в симплектитах с корундом и включения в гранате обогащены СаTs молекулой, при этом включения в гранате располагаются в поле более низких значений как СаTs, так и жадеита (Рис. 4). 2. Предполагается, что закономерное увеличение Jd компонента в омфацитовой короне связано с постепенным увеличением давления, даже при отсутствии кварца. Формирование данной группы омфацитов сопровождалось замещением первично магматических оливина и плагиоклаза и новообразованием ортопироксена и корунда. По нашим данным и [4] состав плагиоклаза в  $\text{Omp-Crn-Pl}$  симплектитах соответствует олигоклазу  $\text{An}_{15-25}$ , а включения в гранате – олигоклазу  $\text{An}_{11}$ . Такие необычные структурные и химические особенности позволяют предположить, что плагиоклаз в пост-коронарных парагенезисах и  $\text{Omp-Crn-Pl}$  симплектиты в целом являются продуктами интракристаллического распада.

Для реставрации состава предполагаемой фазы проведены микрозондовые исследования в сканирующем режиме по площади 60х60 микрон в четырех участках шлифа 1111-3а, количество сканов составляло от 1 до 7 на каждом участке в зависимости от его размера, всего 13 сканов. Представительный энергодисперсионный спектр представлен на врезке на рисунке 2а. Полученный средний состав представлен в таблице 1 (колонка (1)). Усредненные составы для всех сканов ( $n=13$ ) и для участка с наибольшим числом сканов ( $n=7$ ) практически совпали, расхождения не превысили 0.3 масс. %. Полученный состав представляется нам нереальным для одной фазы, поэтому мы предполагаем, что весь корунд симплектита был образован ранее и не входил в состав твердого раствора реконструируемого минерала. Для "очищения" от влияния корунда при сканировании симплектитов было принято максимальное содержание алюминия равное максимальному содержанию элемента в коронарном омфаците, граничащем с симплектитом -  $\text{Jd}_{53}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=13.8$  масс. %. Это значение почти в 2 раза ниже, чем в усредненном составе симплектита (Табл. 1, колонка (1)). В таблице 1 в колонке (2) представлен нормированный на 100 % состав симплектита после экстракции части глинозема и его формула, рассчитанная на 6 атомов кислорода. Полученный состав может соответствовать клинопироксену с содержанием СаEs минала 13.6 мол. %.

Предлагаемый сценарий формирования  $\text{Omp-Crn-Pl}$  симплектитов предполагает, что формирование коронарного омфацита ограничивалось составом  $\text{Jd}_{53}$  при относительно низком вхождении в его состав СаTs минала до 5 мол. % (Рис. 2с). При дальнейшем увеличении давления мог формироваться СаEs клинопироксен с включениями корунда, при распаде которого при декомпрессии формировались симплектиты СаTs клинопироксена с плагиоклазом и только после этого формировались короны граната. С учетом данных [4, Рис. 6а, таблица 2, анализы 25,26] для включений клинопироксена в гранате (Рис.2с) оценка температуры составляет  $853\pm 36$  °C при заданном давлении 10 кбар.

The Gridino assemblage includes TTG gneisses and rocks of tectonic *mélange*, eclogitized mafic dykes of several generations, and numerous small eclogite pods concerning which a subduction origin is supposed. Fig.1a shows an example from eclogite boudin of cape Vargas. Composition of omphacite inclusion is  $\text{Jd}_{36}\text{Ae}_4$  mole % at iron content (XFe) of 0.28; composition of a host garnet is  $\text{Grs}_{18-20}$  mole % at iron content of 0.66-0.69. The PT-condition is 16 kb at  $\sim 750^\circ\text{C}$ . Minal jadeite geobarometer was used for pressure estimation; therefore the pressure is minimum for equilibrium of specified Omp with Qtz. A problem is the estimation of real pressure at peak of eclogitic metamorphism. There are a lot of circumstantial evidences that eclogitization of Gridino assemblage underwent ultrahigh-pressure metamorphism [1, 2].

One of the most reasonable arguments in a supporting of such hypothesis is the needles ("rods") of  $\text{SiO}_2$  in omphacite. They are characteristic for UHP complexes and are considered as structures of intracrystalline exsolution of cation deficit "supersilicic" pyroxene, enriched in Ca-Eskola end-member. On Fig.1b,c the microphotos of similar structures found in dyke of quartz-bearing gabbro-norites are submitted. Local composition of omphacite is  $\text{Jd}_{22-26}\text{Ae}_{5-8}$  mole % at iron content of 0.15-0.17; the composition of garnet -  $\text{Grs}_{12-13}$  mole % at iron content of 0.50. The estimated PT-condition is 14 kb at  $\sim 720^\circ\text{C}$ . To reconstruction of primary composition of СаEs clinopyroxene various methods are applied - re-integration of omphacite with rods of  $\text{SiO}_2$  with microprobe analyses on the area, and also the re-integration of Cpx-Pl symplectite. At the re-integration on the scanning microprobe of omphacite with rods of  $\text{SiO}_2$  and of Cpx-Pl symplectites with "one grain" structure in dyke of quartz-bearing gabbro-norite from the Gridino zone were obtained the identical integrated compositions, which can be interpreted as clinopyroxene with the СаEs molecule content of 5-7 mole % [2]. Taking into account the experimental data [3], pyroxene of such composition in equilibrium with garnet could be stable at pressure exceeding 25 kb at temperature of  $850^\circ\text{C}$ .

In olivine gabbro-norite there is the omphacite with the maximum contents of jadeite end-member exceeding 50 mole % [2,4]. Omphacites are present in three different structural positions - in monomineral coronas around relics of magmatic pyroxenes, in symplectite of omphacite, plagioclase and corundum (sometimes with spinel) and as inclusions in coronitic garnet, in which there are also the inclusions of corundum and plagioclase. The BSE images of such structures are submitted in Fig.2a,b. The Omp coronas have concentric zoning structure, in a direction from initial magmatic Opx or Cpx the contents of sodium and jadeite end-member, respectively, increase. The mineral assemblage of symplectite, obviously, depends from rock bulk composition. We investigated the similar symplectite in three thin-sections from one sample 1111-3. The parameters of chemical composition of igneous minerals - Ol, Opx and Cpx are submitted in Tab.1. In thin-section 1111-3a the most magnesian igneous minerals are found, and spinel is absent in symplectites. In two other thin-sections there is a spinel of the needle habit (Fig.2b, Tab.1). The mineral parageneses from this dyke also described in [4]. Mineral chemistry and composition of symplectites from [4] are similar to a thin-section 1111-3a. The resulted petrological and mineralogical data confirm conclusion of [4] about differentiation of Ol-gabbro-norites dyke, even in limits of small rock volume.

The omphacites of coronas, symplectite and inclusions in garnet differ on alumina content. Peculiarities of omphacite composition are submitted in Fig.2c. The following circumstances were taken into account. 1. The microprobe studies of thin-sections 1111-3 were carried out during several years using different microprobes. Systematic deviations in the analyses are not revealed. For comparison in Fig.2c the independent data [4, Fig.6a, Tab.2, analyses 23-36] are submitted, the results are in good agreement. All calculations are spent and are submitted in Fig.2c without consideration of ferric iron. The sum of cations in Cpx formula calculated for 6 oxygen atoms has negative correlation with contents of sodium; the sums of octahedral cations were in a range of 1.98-2.05. Magmatic Cpx and Cpx in granulite Cpx-Opx-Grt-Prg±Dol domains (granular areas according to [4]) have low contents of sodium and Ca-Tschermak end-member. Contrary to coronitic, Cpx in symplectites with corundum and the inclusions in garnet are enriched by CaTs molecule, thus the inclusions in garnet place in a field of lower values of CaTs as well as jadeite (Fig.2c). 2. It is supposed that the regular increase of Jd component in coronitic omphacites is directly connected to gradual increase of pressure, even at absence of Qtz. The formation of the omphacite coronas was accompanied by replacement of igneous Ol and Pl and by appearance of Opx and Crn. From our data and [4] the composition of plagioclase in Omp-Crn-Pl symplectites corresponds to oligoclase  $An_{15-25}$ , and inclusion in garnet is oligoclase  $An_{11}$ . Such unusual structural and chemical peculiarities allow assuming that Pl in post-coronitic parageneses and Omp-Crn-Pl symplectites as a whole are the products of intracrystalline exsolution.

For restore of composition of prospective phase were carried out EPMA studies in scan mode ( $60 \times 60 \mu$  in size) in four areas in thin-section 1111-3a, scans number were from 1 to 7 on each area depending on its size, totally 13 scans. The representative ED spectrum is in insert in Fig.2a. Average composition is submitted in the Table 1 (Column (1)). The average compositions for all scans ( $n=13$ ) and for area with the greatest number of scans ( $n=7$ ) have practically coincided, the divergences have not exceeded of 0.3 wt. %. The obtained composition seem to us unreal for one phase, therefore we assume, that all corundum of symplectite was formed earlier and was not a component of solid solution of restoring mineral. For "cleaning" of influence of Crn at scanning of symplectites was accepted the maximum content of alumina equal to the maximal content of element in coronitic Omp on boundary with symplectites -  $Jd_{53}, Al_2O_3 = 13.8$  wt. %. This value almost in twice is lower than in averaged composition of symplectite (Tab.1, Column (1)). In Table 1, Column (2) composition of symplectite normalized to 100 % after extraction of alumina and its formula, calculated for 6 oxygen atoms, are submitted. The restored composition can correspond to Cpx with CaEs end-member of 13.6 mole %.

The offered scenario of Omp-Crn-Pl symplectites formation assumes that the formation of coronitic omphacite was limited by composition of  $Jd_{53}$  and relatively low content of CaTs end member up to 5 mole % (Fig. 2c). At further increase of pressure the CaEs clinopyroxene with inclusions of corundum could be formed, at exsolution of which during decompression the symplectite of CaTs clinopyroxene with plagioclase were formed and only later the coronas of garnet were formed. In view of data [4, table 2, analyses 25,26] for inclusions of clinopyroxene in the garnet (Fig. 2c) the estimated temperature is  $853 \pm 36^\circ C$  at reference pressure of 10 kb.

## Литература – References

1. Konilov A., Dokukina K., Shchipansky A. Eclogites of Belomorian eclogite province: High-pressure or ultra-high-pressure? // Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia. Ankara, Turkey, 4–8 October 2010. Abstracts, P.69-70.
2. Dokukina K., Konilov A. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) // (Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S., Eds.) "Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond". Elsevier, 2011, Chapter 18, P.591-634.
3. Konzett J., Frost D.J., Proyer A., Ulmer P. The Ca-Eskola component in eclogitic clinopyroxene as a function of pressure, temperature and bulk composition: an experimental study to 15 GPa with possible implications for the formation of oriented  $SiO_2$ -inclusions in omphacite // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2008, V.155, P.215-228.



4. Володичев О.И., Парфенова О.В., Кузенко Т.И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов – габбро-норитов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2008, Вып.11, С.38-62.

## ПОЗДНЯЯ ИЗОФАЦИАЛЬНАЯ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ В ГРАНУЛИТ–ЭНДЕРБИТ–ЧАРНОКИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ КАРЕЛИИ

*Король Н.Е.*

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, korol@krc.karelia.ru

## LATE ISOFACIAL RECRYSTALLIZATION IN GRANULITE-ENDERBITE-CHARNOCKITE COMPLEXES OF KARELIA

*Korol N.E.*

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, korol@krc.karelia.ru

В метаморфической эволюции гранулит–эндербит–чарнокитовых комплексов Карелии, сформировавшихся в условиях высоких температур и умеренных и (или) пониженных давлений выделяются процессы поздней изофацальной перекристаллизации гранулитовых образований [1]. Реметаморфизм осуществляется после завершения региональной мигматизации и гранитизации – образования мигматитовых полей и интрузивных эндербитов ( $\pm$  чарнокитоидов) и связанной с ними гранулитовой амфиболизации пород [2]. Петрографическими признаками перекристаллизации являются: укрупнение гранулитовых минералов – пироксенов, амфиболов, плагиоклазов, при наличии биотитов и ортоклазов; формирование пойкилопорфиروبластических форм их выделения, поздних кайм, взаимопрорастаний; становление новообразованных  $Orx+Cpx \pm Amph \pm Bt \pm Pl \pm Or \pm Qtz$  парагенезисов основных, средних и кислых гранулитов, эндербитов и чарнокитоидов, нивелирующих более ранние. Преобразования пород осуществляются в относительно спокойной тектонической обстановке и в shear-зонах при участии деформаций. Последние проявления реметаморфизма впервые были выделены и описаны О.И. Володичевым [3] в Тулосском ГЭЧ комплексе, как гранулитовый метаморфизм II, который сопоставлялся по времени с началом коллизионных процессов в Беломорской структуре, и представлял, вероятнее всего, завершённый процесс поздней изофацальной перекристаллизации до стадии деструктивных изменений гранулитов, эндербитов и чарнокитоидов.

В гранулит–эндербит–чарнокитовых комплексах Беломорского подвижного пояса (Нотозерский) и Карельского кратона (Тулосский, Онежский) исследованы реметаморфические преобразования основных гранулитов от мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (I) к перекристаллизованным среднезернистым их разновидностям (II).

Поздняя изофацальная перекристаллизация в основных гранулитах оз. Нотозера осуществляется в относительно спокойной тектонической обстановке, после эндербитообразования, под воздействием остаточных водных флюидов. В породах при переходе от ранних (I) парагенетических ассоциаций к поздним (II) отмечается понижение железистости в ромбических и моноклинных пироксенах, и амфиболов. Кроме того, зафиксированы тенденции уменьшения содержания  $TiO_2$  в Amph и раскисления плагиоклазов от лабродоров до битовнитов. Процесс реметаморфизма является, по сути, сочетанием метаморфической перекристаллизации с выносом железа и привносом магния, и частично кальция. По отношению к ранним (I), становление поздних парагенезисов (II) протекает с очень небольшим возрастанием температуры ( $750\text{--}831^\circ\text{C}$  и  $752\text{--}862^\circ\text{C}$ ) и при понижении минимального давления в  $(7.2\text{--}8.0$  кбар и  $6.1\text{--}8.0$  кбар, минимум до  $5.6\text{--}5.7$  кбар).

Поздняя изофацальная перекристаллизация или II гранулитовый метаморфизм в районе оз. Тулос происходила в основных гранулитах как в спокойной тектонической обстановке (оз. Корoppi), так и в shear-зонах (оз. Широ́тное), после завершения процессов эндербитообразования под воздействием остаточных водных и щелочно-водных флюидов.

В спокойной тектонической обстановке при реметаморфических переходах от ранних парагенезисов (I) к поздним (II) в гранулитах практически не изменяются составы моноклинных пироксенов, амфиболов, плагиоклазов (битовнитов-лабродоров). Однако наблюдается повышение железистости в верхнем пределе колебаний для энстатитов и фиксируется некоторое возрастание  $Al_{VI}$  от Amph I к Amph II. Преобразования явля-

ются компенсационной метаморфической перекристаллизацией, но с возможным незначительным выносом магния и некоторой подвижностью алюминия. При близких температурах (752–867°C и 750–871°C) формирования ранних (I) и поздних (II) парагенетических ассоциаций, давления при перекристаллизации незначительно возрастают (4.9–5.3 и 5.4–5.9 кбар).

В shear-зонах распространены реметаморфизованные основные гранулиты (II), представленные двумя разновидностями двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев с ярко-коричневым биотитом и буровато-зеленым, и бурым амфиболом. Породы отличаются от описанных выше, присутствием биотита, более железистыми пироксенами и амфиболами, и поокисленными плаггиоклазами (лабрадорами-андезинами). В shear-зонах процесс II гранулитового метаморфизма является сочетанием метаморфической перекристаллизации с привнесением калия и натрия, и выносом магния. Становление парагенезисов этих основных гранулитов с буровато-зеленым и бурым амфиболами происходило при температурах 753–875°C и 766–799°C, с давлениями 6.1–7.1 кбар (min, 5.7–6.0 кбар) и 6.2–6.6 кбар. Очевидно, что процессы реметаморфизма в shear-зонах осуществлялись в едином температурном режиме, но с повышением давления относительно I и II гранулитового метаморфизма, протекавшего в спокойной тектонической обстановке.

В Онежском ГЭЧ комплексе исследованы реметаморфические преобразования основных гранулитов из ксенолита с неоднородным строением в интрузивных эндебитах. Центр его сложен двупироксен-амфиболовыми с биотитом, а край – биотит-двупироксеновыми с амфиболом кристаллосланцами. Ранние (I) и перекристаллизированные (II) парагенезисы обнаружены в центральной части ксенолита, а в краевой – только поздние (II). Процессы реметаморфизма осуществлялись в основных гранулитах в спокойной тектонической обстановке, одновременно в пределах всего ксенолита, после образования эндебитов – чарнокитов интрузивного массива и под воздействием остаточных щелочно-водных флюидов. При переходах от ранних (I) к поздним (II) парагенезисам в гранулитах из центральной части ксенолита состав одноименных пироксенов практически не изменяется, магний и железо ведут себя инертно. Однако, в реметаморфизованных двупироксен-амфиболовых парагенетических ассоциациях (II) появляется ярко-коричневый биотит и поокисляются плаггиоклазы от битовнита-лабрадора до андезина. Температуры становления ранних (I) и поздних (II) парагенезисов практически близки (754–870°C и 750–877°C). Оптимальные колебания давлений при поздней изофациальной перекристаллизации составляют 5.5–6.1 кбар. Минимальные – 4.3–4.6 кбар фиксируют формирование поздних кайм амфибола по ортопироксену.

Реметаморфизованные основные гранулиты краевой части ксенолита отличаются от таковых из центрального участка, более широкими пределами колебаний железистости в ромбических пироксенах и повышением максимальных содержаний  $TiO_2$  в амфиболах и биотитах; увеличением количества биотита и поокисленными андезинами. Вероятно, на контакте с эндебитами привнос калия и натрия, и воды был более интенсивным. При близких температурах (750–879°C), давление (6.6–6.8 кбар) преобразования гранулитов краевой части ксенолита выше, чем его центральной части. По своей сути процессы реметаморфизма основных кристаллосланцев из ксенолита являются сочетанием метаморфической перекристаллизации с привнесением натрия, калия и воды.

Процессы поздней изофациальной перекристаллизации предшествуют диафторическим преобразованиям пород в метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов.

---

Late isofacial recrystallization processes in granulite-facies units are distinguished in the metamorphic evolution of granulite-enderbite-charnockite (GEC) complexes formed in Karelia at high temperatures and at moderate and/or low pressures [1]. Re-metamorphism occurred on completion of regional migmatization and granitization - the formation of migmatite fields and intrusive enderbites ( $\pm$  charnockitoids) and associated granulitic amphibolization of rocks [2]. Petrographically, recrystallization is indicated by: the coarsening of granulitic minerals, such as pyroxene, amphibole and plagioclase, provided biotite and orthoclase are present; the formation of poikiloporphyroblastic forms of their emanation, late rims and intergrowths; the evolution of the newly-formed  $Opx+Cpx\pm Amph\pm Bt+Pl\pm Or\pm Qtz$  parageneses of mafic, intermediate and felsic granulites, enderbites and charnockitoids that level earlier ones. The rocks were metamorphosed and deformed in a relatively quiet tectonic setting and in shear-zones. O.I. Volodichev [3] was the first to identify and describe the last re-metamorphic events from the Tulos GEC complex as granulite-facies metamorphism II, which correlated in time with the beginning of collision processes in the Belomorian structure and was most probably a process of complete late isofacial recrystallization to a stage of destructive alteration of granulites, enderbites and charnockitoids.

Remetamorphic alteration of mafic granulites from fine-grained bipyroxene-amphibole schists (I) to their recrystallized medium-grained varieties (II) was studied in the GES complexes of the Belomorian mobile belt (Notozero) and the Karelian Craton (Tulos, Onega).

Late isofacial recrystallization in mafic granulites from the Lake Notozero area proceeded in a relatively quiet tectonic setting after enderbite formation under the influence of residual water fluids. The iron content of orthopyrox-





ene and clinopyroxene and amphibole is observed to decline in the rocks upon transition from early (I) to late (II) paragenetic assemblages. Furthermore, the  $\text{TiO}_2$  content of Amph tends to decrease and plagioclase is reduced from labrador to bytownite. Remetamorphism is, in fact, a combination of metamorphic recrystallization with the removal of iron and the addition of magnesium and partly calcium. Late parageneses (II) evolve at slightly higher temperatures (750–831°C and 752–862°C) and at lower minimum pressures (7.2–8.0 kbar and 6.1–8.0 kbar, minimum to 5.6–5.7 kbar) than early parageneses (I).

Late isofacies recrystallization or granulite-facies metamorphism II in the Lake Tulos area proceeded in mafic granulites in both a quiet tectonic setting (Lake Koroppi) and in shear-zones (Lake Shirotnoye) upon completion of enderbite formation under the influence of residual water and alkali-water fluids.

The compositions of clinopyroxene, amphibole and plagioclase (bytownite-labrador) in granulites remain practically unchanged upon remetamorphic transition from early (I) to late (II) parageneses in a quiet tectonic setting. However, iron content increases in the upper variation limit for enstatite and  $\text{Al}_{\text{VI}}$  rises slightly from Amph I to Amph II. Alteration is understood as compensatory metamorphic recrystallization, but a minor removal of magnesium and the mobility of aluminium are possible. At similar formation temperatures (752–867°C and 750–871°C) of early (I) and late (II) paragenetic assemblages recrystallization pressures rise slightly (4.9–5.3 and 5.4–5.9 kbar).

Remetamorphosed mafic granulites (II), represented by two varieties of bipyroxene-plagioclase schists with bright-brown biotite and brownish-green and brown amphibole, are common in shear-zones. These rocks differ in the presence of biotite, Fe-rich pyroxene and amphibole and reduced plagioclase (labrador-andesine) from those described above. In shear-zones, granulite-facies metamorphism II is a combination of metamorphic recrystallization with the addition of potassium and sodium and the removal of magnesium. The parageneses of these mafic granulites with brownish-green and brown amphiboles evolved at temperatures of 753–875°C and 766–799°C and at pressures of 6.1–7.1 kbar (min, 5.7–6.0 kbar) and 6.2–6.6 kbar. Obviously, remetamorphic processes in shear-zones proceeded in a common temperature regime, but at higher pressures relative to granulite-facies metamorphism I and II, which occurred in a quiet tectonic setting.

Remetamorphic alterations of mafic granulites from a heterogeneous-structured xenolith in intrusive enderbites in the Onega GEC complex were assessed. The centre of the complex consists of bipyroxene-amphibole schist with biotite, and its margin is formed of biotite-bipyroxene schist with amphibole. Early (I) and recrystallized (II) parageneses were identified in the central portion of the xenolith and only late parageneses (II) at the margin. Remetamorphic processes in mafic granulites proceeded in a quiet tectonic setting simultaneously within the entire xenolith, after the formation of enderbite-charnockite of the intrusive massif and under the influence of residual alkali-water fluids. Upon transition from early (I) to late (II) parageneses in granulites from the central portion of the xenolith the composition of pyroxenes remains practically unchanged, and magnesium and iron show an inert behavioral pattern. However, bright-brown biotite is observed in remetamorphosed bipyroxene-amphibole paragenetic assemblages (II) and plagioclases are reduced from bytownite-labrador to andesine. The evolution temperatures of early (I) and late (II) parageneses are similar (754–870°C and 750–877°C). Optimum variations in pressure upon late isofacial recrystallization are 5.5–6.1 kbar. Minimum pressures of 4.3–4.6 kbar indicate the formation of late amphibole rims after orthopyroxene.

Remetamorphosed mafic granulites from the xenolith margin differ from those of the central zone in greater variations in the Fe content of orthopyroxene, higher maximum  $\text{TiO}_2$  concentrations in amphibole and biotite, greater quantities of biotite and reduced andesine. The addition of potassium, sodium and water at the contact with enderbite must have been more intense. At similar temperatures (750–879°C), the alteration pressure (6.6–6.8 kbar) of granulites from the xenolith margin was higher than those from granulites in its central portion. In fact, remetamorphic processes in mafic schist from xenolith are a combination of metamorphic recrystallization with the addition of sodium, potassium and water.

Late isofacial recrystallization processes precede the retrograde alteration of rocks in the metamorphic evolution of GEC complexes.

#### Литература - References

1. Король Н.Е. Основные гранулиты Карелии и Центральной Финляндии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2005. Вып. 8. С. 18–28.
2. Король Н. Е. Высокотемпературная амфиболизация при эндрбитовой мигматизации основных гранулитов в гранулит-эндрбит-чарнокитовых комплексах Карелии // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 378–396.
3. Володичев О.И., Король Н.Е., Лобанок Е.И. К метаморфизму пород района оз. Корoppi – оз. Перюкс – оз. Шуарьярви // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии. Операт.-информ. материалы ИГ КНЦ РАН. Петрозаводск, 1994. С. 50–55.

## ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ХАНКАЙСКОГО МАССИВА

Котельникова З.А.,<sup>1</sup> Котельников А.Р.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГЕМ РАН, Москва, Россия, kotelnik@igem.ru

<sup>2</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия

## EVOLUTION OF FLUID REGIME AND CONDITIONS OF FORMATION OF KHANKAISK MASSIF ROCKS

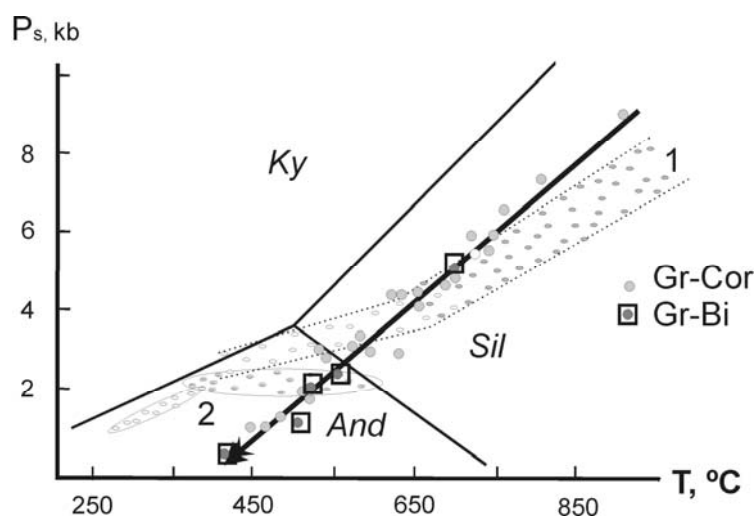
Kotelnikova Z.A.,<sup>1</sup> Kotelnikov A.R.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Mineralogy, Petrology and Ore Geology, RAS, Moscow, Russia, kotelnik@igem.ru

<sup>2</sup> Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

Ханкайский метаморфический массив приурочен к восточной части Монголо-Охотской складчатой зоны и сложен докембрийскими (нижне- и верхнепротерозойскими) комплексами: переслаивающимися карбонатно-силикатными и высокоглиноземистыми породами, сланцами, гнейсами с линзами эвлизитов и эндербитов.

Для изучения физико-химических условий метаморфизма были отобраны образцы, содержащие парагенезисы минералов амфиболитовой и гранулитовой фаций, пригодные для расчетов по их составам температур, давлений, режима летучих компонентов: гранат, биотит, кордиерит, пироксен, полевые шпаты, силлиманит, кварц, графит и др. Использовались значения температур и давлений, полученные, главным образом, по методу трендов». В результате в координатах Р–Т построен тренд метаморфизма на Ханкайском массиве (рис. 1). Полученные оценки РТ-условий регрессивного этапа метаморфизма колеблются в пределах 900–450°C и 8.4–1.2 кбар.



**Рис. 1.** РТ-условия протекания ретроградных процессов на Ханкайском массиве.

1 – параметры, определенные по углекислотным флюидным включениям; 2 – по водно-солевым и водно-углекислотным включениям.

**Fig. 1.** P-T-conditions of retrograde metamorphism in the Hanka Massif.

1 – P-T-conditions inferred from carbon dioxide inclusions; 2 – from aqueous-salt and aqueous- carbon dioxide inclusions.

По парагенезисам кальцит–волластонит–кварц–графит, исходя из модели идеальной смеси реальных газов, проведен расчет состава равновесных флюидов в системе С–О–Н: определены потенциал кислорода и летучесть и мольные доли окиси и закиси углерода, метана, водорода и воды. Расчет проводился по чистым миналам, термодинамические свойства которых известны с большой точностью, а не по равновесиям твердых растворов. Присутствие азота не учтено, что вносит ошибку в полученные оценки величин мольных долей газов. Расчеты проводили для РТ-условий вдоль построенного тренда. По полученным результатам общей тенденции изменения составов флюидов на регрессивном этапе является повышение мольной доли для воды, водорода, метана и снижение для окиси и закиси углерода.

В тех же образцах, для которых проводилось изучение парагенезисов минералов, были исследованы флюидные включения. В кварце, гранате и кальците обнаружены одно-, двух- и трехфазные включения. Среди них имеются как водно-солевые, так и водно-углекислотные и углекислотные включения; по расположению в зернах минерала-хозяина они подразделяющиеся на первично-вторичные и вторичные. Первичные, очень мелкие, одиночные или в небольших группах включения очень редки.

Температуры плавления однофазных включений составляют  $-62...-55.6^{\circ}\text{C}$ , что свидетельствует о содержащейся в них углекислоте в смеси с азотом или метаном. Температуры гомогенизации отвечают плотностям углекислоты от 1.05 до  $0.87\text{ г/см}^3$ . Концентрация соли в водных включениях составляет 12–20 мас. % NaCl-экв, гомогенизация в жидкость –  $105-430^{\circ}\text{C}$ . Водно-углекислотные включения гомогенизировались при  $348-360^{\circ}\text{C}$  (или вскрывались приблизительно при  $290^{\circ}\text{C}$ ). Приняв температуру захвата включений, отвечающую рассчитанной по минеральным равновесиям, определено давление. Вследствие наличия вариаций измеренных плотностей включений, получен диапазон значений давлений, что видно на рис. 1, где сопоставлены тренды условий минералообразования по данным расчетов минеральных равновесий и изучения флюидных включений.

Для ряда образцов проведено также газхроматографическое определение составов летучих, выделившихся из флюидных включений. Исходя из предварительно полученных декрептограмм, анализировали последовательно две порции газов, полученных при прокаливании при  $500$ , а затем при  $700^{\circ}\text{C}$ . Во всех образцах обнаружено присутствие азота в количестве до 10 мол. %. На диаграмме C–O–H линии изменения составов летучих при снижении температуры параллельны прямой, соединяющей фигуративные точки воды и углекислоты. Это свидетельствует о том, что основной тенденцией изменений является увеличение содержания воды при одновременном уменьшении количества углекислоты. И подтверждает результаты проведенных расчетов составов флюидов при разных температурах.

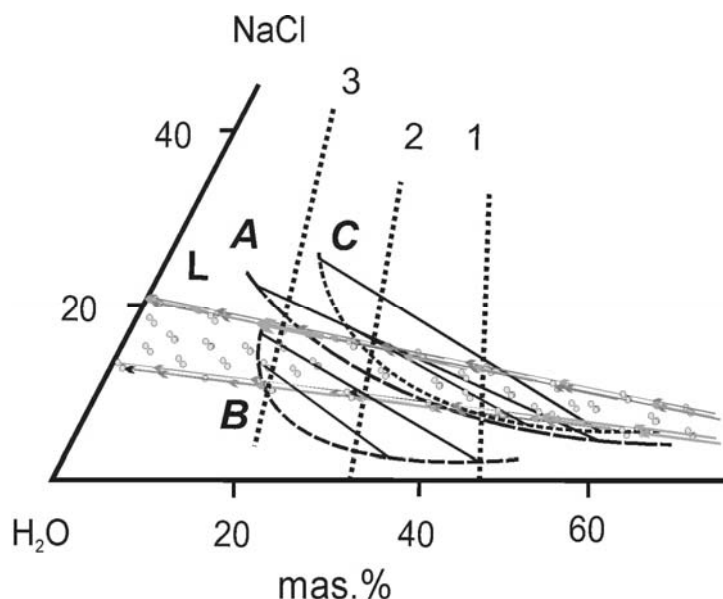
Как видно из рис. 1, тренды изменения  $PT$ -условий регрессивного метаморфизма, определенные двумя разными методами, частично совпадают, расхождения имеются только в области краевых частей трендов. В области высоких параметров расхождение невелико и укладывается в ошибку методов. В области низких параметров давления, полученные при изучении флюидных включений, имеют гораздо более высокие значения.

**Рис. 2.** Фазовые границы для системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  при условиях ретроградного метаморфизма Ханкайского массива.

Заштрихованное поле показывает флюиды, содержащие 12–20 мас.% NaCl, как определено по флюидным включениям. A, B, C и 1, 2, 3 – фазовые границы с коннодами и линии с отношениями  $\text{H}_2\text{O}:\text{CO}_2$  для  $700^{\circ}\text{C}$ , 5кбар;  $600^{\circ}\text{C}$ , 3 кбар;  $500^{\circ}\text{C}$ , 2 кбар соответственно. G and L – газовая и жидкая фазы несмеси флюида.

**Fig. 2.** Phase boundaries of the system  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  at the conditions of retrograde metamorphism of the Hanka massif.

Shaded field corresponds to compositions of fluids, containing 12–20wt% NaCl with respect to water, as determined from fluid inclusions. A, B, C and 1, 2, 3 – phase boundaries and connodes and  $\text{H}_2\text{O}:\text{CO}_2$  ratio for  $700^{\circ}\text{C}$ , 5kb;  $600^{\circ}\text{C}$ , 3kb;  $500^{\circ}\text{C}$ , 2kb respectively. G and L – gaseous and liquid phases of heterogeneous fluid.



Полученные результаты показали, что на ретроградном этапе доля углекислоты во флюидах уменьшалась от 31 до 3 мол. %. Мы предполагаем, что помимо реакций карбонатизации и гидратации к таким изменениям могла привести гетерогенизация флюида и последующее разделение несмеси фаз. На рис. 2 изображены фазовые границы для системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$  для 700, 600,  $500^{\circ}\text{C}$  и при давлениях, отвечающих построенному тренду метаморфизма. Поскольку флюид непрерывно обедняется  $\text{CO}_2$ , тренды изменения валового состава изображаются линиями, соединяющими фигуративные точки исходного флюида и  $\text{CO}_2$  (стрелки показывают направление происходящих изменений). По данным флюидных включений концентрация соли в растворе отвечает 12–20 мас. % (заштрихованный сегмент на рис. 2), исходное (1:1) и конечное (при  $T=600^{\circ}\text{C}$  и  $P=3$  кбар) соотношения  $\text{H}_2\text{O}:\text{CO}_2$ . Площадь, ограниченная линиями (а) и (б) с заштрихованным сегментом показывает пределы изменения валового состава флюида для Ханкайского массива. В таком случае при  $T=700^{\circ}\text{C}$  и  $P=5$  кбар флюид разделится на две фазы: L и G. При дальнейшем движении при падении  $P$  и  $T$  область несмеси расширяется, изменяются и составы несмеси фаз, сближаясь друг с другом: концентрация соли в L снижается, воды в G – растет. При этом наклон коннод относительно линии  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  при сопряженном изменении  $P$  и  $T$  изменяется незначи-

тельно. В таком случае при 700°C и  $P=5$  кбар флюид разделится на две фазы: L и G, содержащие около 10 и 58 мас. %  $\text{CO}_2$ . По мере удаления более подвижной фазы G валовый состав флюида будет обогащаться солью и наклон тренда потери  $\text{CO}_2$  будет становиться все круче. При сопряженном снижении  $P$  и  $T$  область несмесимости сначала расширяется, фаза G обедняется углекислотой, в фазе L уменьшается соотношение соль:  $\text{CO}_2$  при приблизительно одинаковом количестве воды. При дальнейшем снижении параметров поле сосуществования двух фаз флюида сужается, происходит полное сближение их по составу и в процессе участвует гомогенная смесь летучих компонентов. Таким образом, при ретроградном метаморфизме Ханкайского массива имелся этап гетерогенизации флюида, закончившийся приблизительно при  $T=600^\circ\text{C}$  и  $P=3.5$  кбар. Завершение этого этапа зафиксировалось в изменении угла наклона тренда  $PT$ -условий, определенного по флюидным включениям: при гомогенизации волюметрические свойства флюидной смеси изменялись скачкообразно.

### **КАНЕНТЬЯВРСКИЙ МАССИВ ЭНДЕРБИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

*Кудряшов Н.М., Козлова Н.Е., Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О.*

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, [nik@geoksc.apatity.ru](mailto:nik@geoksc.apatity.ru)

### **KANENTJARVI ENDERBITE MASSIF OF THE KOLA PENINSULA: GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPIC-GEOCHEMICAL STUDIES**

*Kudryashov N.M., Kozlova N.E., Kozlov N.E., Sorokhtin N.O.*

Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, [nik@geoksc.apatity.ru](mailto:nik@geoksc.apatity.ru)

В пределах Мурманского домена преобладающим распространением пользуются метаморфические и ультраметаморфические образования типичные для зон амфиболитовой фации, среди которых отмечаются участки с реликтами пород гранулитовой фации. Гранулитовые парагенезисы в этих районах последовательно замещаются амфиболитовыми и более низкотемпературными ассоциациями. К одному из наиболее крупных и хорошо изученных массивов, породы которого имеют парагенезисы гранулитовой фации метаморфизма, относится Канентъяврский массив.

Канентъяврский массив представляет собой тектонический блок, ограниченный разломами субширотного и субмеридионального простирания, традиционно относимый к древнейшему гранитоидному комплексу Кольского региона [1,2]. Породы Канентъяврского массива в юго-западном направлении через тектоническую зону граничат с породами зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья [3].

В пределах комплекса выделяются лейкократовые и мезократовые эндербиты, которые сохраняются лишь в виде отдельных пятнистых полей и неясно выраженных зон северо-восточного простирания. Вся остальная территория сложена плагиогранитами в которых фиксируется нечеткая полосчатость с постепенными переходами между лейкократовыми и меланократовыми разностями. Северо-восточное простирание первичной полосчатости устанавливается в ряде обнажений массивных эндербитов по чередованию более лейкократовых и меланократовых прослоев. Часто наблюдаются постепенные переходы от эндербитов к плагиогранитам, плагиомикроклиновым гранитам и гранитогнейсам. Иногда эндербиты облекаются зонами расланцевания, в которых наблюдаются крупнозернистые лейкократовые плагиограниты с гнездами биотита и амфибола. Среди массивных эндербитов в небольшом количестве встречаются линзовидные и пластообразные тела мелкозернистых амфиболитованных двупироксеновых кристаллосланцев – пород гранулитовой фации метаморфизма, а также диопсидовых амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов, инъецированных прожилками гиперстеновых плагиогранитов и плагиоаплитов.

Эндербиты Канентъяврского массива представляют собой однородные плотные породы серой или коричневатой-серой окраски, массивной или неясно гнейсовидной текстуры. Структура пород преимущественно аллотриоморфнозернистая, гранобластовая. Состоят из плагиоклаза – 35–50 %, кварца – 15–30 %, ортопироксена – 5–10 %, красновато-коричневого высокотитанистого биотита – 5–15 %; акцессориев: титанина, апатита, циркона. Биотиты эндербитов по соотношению  $\text{TiO}_2$  и Fbt соответствуют биотитам гранулитовой фации. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ортопироксенах относительно невысокое (0.6 мас. %), что свидетельствует о формировании пород в условиях умереннобарической гранулитовой фации. Для эндербитов Канентъяврского массива харак-

терны высокая железистость и преобладание натрия над калием. Они обеднены Rb, Nb, U, Th, Ti, Sm и обогащены Sr, Zr, Ba, Nd.

Для изотопно-геохимического и изотопно-геохронологического изучения U-Pb методом по циркону были отобраны пробы из эндрбитов, по составу отвечающие гиперстеновому диориту (Сев-3), а также из рассланцованного биотитового гнейса (Сев-20), залегающего в виде субогласного ксенолита среди массивных эндрбитов.

Химический состав образца Сев-3 (масс. %):  $\text{SiO}_2$ -59.64,  $\text{TiO}_2$ -0.97,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -16.25,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -2.81, FeO-4.80, MnO-0.10, MgO-2.53, CaO-6.20,  $\text{Na}_2\text{O}$ -4.15,  $\text{K}_2\text{O}$ -0.52,  $\text{P}_2\text{O}_5$ -0.38. Циркон в пробе гиперстенового диорита представлен единой генерацией двух различных морфологических типов. Первый тип - это дипирамидально-призматические зерна кремового цвета, ребра которых сглажены,  $\text{Ku}=2-3$ , второй тип - кремновые изометричные многогранные кристаллы с алмазным блеском, типичные для пород гранулитовой фации. Внутреннее строение в обоих типах циркона характеризуется тонкой зональностью роста. Для циркона характерны низкие содержания свинца (40-100 ppm) и урана (70-140 ppm), высокие Th-U отношения 0.5-1.0. Возраст по верхнему пересечению с конкордией четырех размерных фракций циркона обоих типов составил  $2772 \pm 7$  млн. лет ( $\text{СКВО}=0.79$ ), нижнее пересечение отвечает современным потерям свинца (рис. 1).

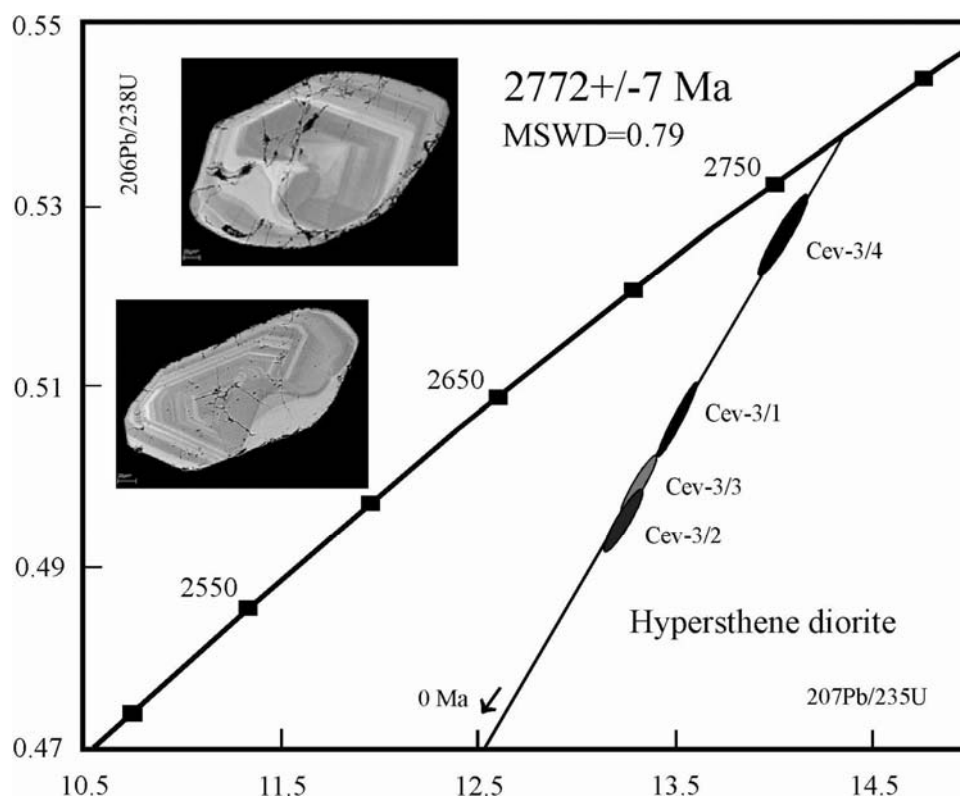


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для гиперстенового диорита Канентъявского массива эндрбитов.

Химический состав образца Сев-20 (масс. %):  $\text{SiO}_2$ -68.30,  $\text{TiO}_2$ -0.45,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -14.45,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -2.00, FeO-3.58, MnO-0.04, MgO-1.05, CaO-4.19,  $\text{Na}_2\text{O}$ -4.30,  $\text{K}_2\text{O}$ -0.56,  $\text{P}_2\text{O}_5$ -0.14. Циркон, выделенный из биотитового гнейса, характеризуется также двумя морфологическими типами. Первый - это вытянутые округлые прозрачные кристаллы бледно-розоватого цвета без огранки. В отраженных электронах внутреннее строение циркона однородное, зональность не просматривается. Второй тип - округлый циркон с грубой зональностью роста, проявленной в BSE. В этих типах циркона несколько повышенное содержание урана (100-190 ppm) и заметное уменьшение Th/U до 0.4-0.3. Верхнее пересечение дискордии с конкордией шести размерных фракций циркона обоих типов циркона определяет возраст  $2767 \pm 5$  млн. лет,  $\text{СКВО}=0.41$ , нижнее пересечение отражает современные потери свинца (рис. 2).

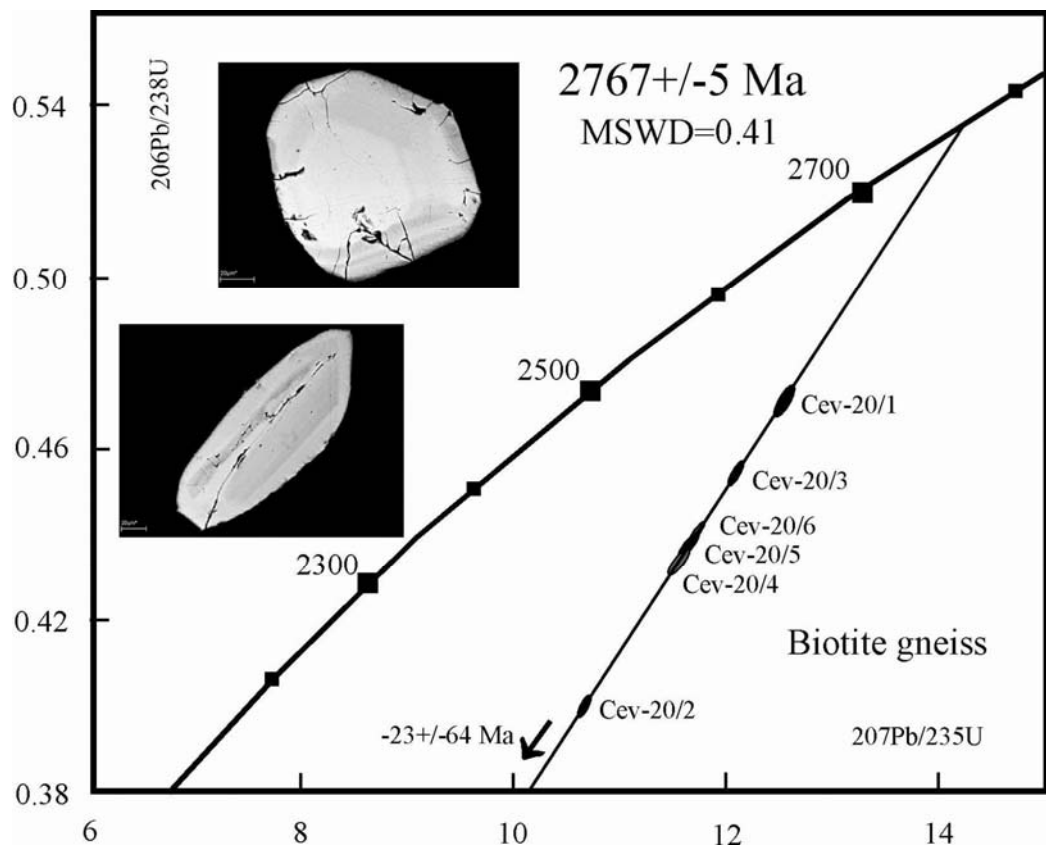


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для биотитового гнейса Канентъяврского массива эндербитов.

Эндербиты Канентъяврского массива имеют фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов  $(La/Yb)_n = 9-10$ . Для гиперстеновых диоритов и массивных эндербитов отмечаются более высокие значения содержаний легких и тяжелых REE ( $Cen = 85-90$ ,  $Ybn = 9-10$ ) по сравнению с биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами ( $Cen = 27-30$ ,  $Ybn = 2-3$ ). Спектр гиперстеновых диоритов выражен отрицательной аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.7$ ), для биотитового гнейса, с низкими концентрациями REE, характерна положительная аномалия ( $Eu/Eu^* = 1.4$ ). Sm-Nd модельные возрасты для эндербитов Канентъяврского массива находятся в диапазоне 3070-2960 млн. лет, что на 200-250 млн. лет превышает время кристаллизации пород. Такой временной разрыв, вероятно, связан с длительной коровой историей протолита пород массива.  $\epsilon_{Nd(2770)}$  характеризуются положительными значениями в пределах  $+0.8 \div +1.8$ .  $^{87}Sr/^{86}Sr(i) = 0.70201-0.702654$ . Полученные значения возраста для гиперстенового диорита и биотитового гнейса совпадают в пределах ошибки и интерпретируются как время кристаллизации эндербитов Канентъяврского массива.

The Murmansk domain is dominated by metamorphic and ultrametamorphic units, typical of amphibolite-facies zones, where relics of granulite-facies rocks are encountered. In these regions granulitic parageneses are successively replaced by amphibolite- and lower-temperature associations. The Kanentjarvi massif is one of the largest and best-studied massifs consisting of rocks metamorphosed to granulite grade.

The Kanentjarvi massif is a tectonic block bounded by near-E-W- and near-N-S-trending faults and generally understood as the oldest granitoid complex in the Kola region [1, 2]. The rocks of the Kanentjarvi massif border on the rocks of the Kolmozero-Voronya greenstone belt in a southwestern direction via a tectonic zone [3].

Leucocratic and mesocratic enderbites, encountered solely as individual mottled fields and indistinct NE-trending zones, have been identified in the complex. The rest of the area is formed of plagiogranites, which show poorly-defined banding with gradual transitions between leucocratic and melanocratic varieties. Primary banding in some exposures of massive enderbites strikes northeast, as indicated by the alternation of more leucocratic and



melanocratic interbeds. Gradual transitions from enderbites to plagiogranites, plagiomicrocline granites and granite gneisses are often observed. Enderbites are occasionally surrounded by schistosity zones, in which coarse-grained leucocratic plagiogranites with biotite and amphibole pockets are observed. Encountered among massive enderbites are scarce lenticular and sheet-like bodies of fine-grained amphibolized bipyroxene schists, metamorphosed to granulite grade, and diopside amphibolites and biotite-amphibole gneisses injected by veinlets of hypersthene plagiogranites and plagioclites.

Kanentjarvi enderbites are grey to brownish-grey, compact, homogeneous rocks showing massive or indistinctly gneissoid textures. The rocks dominantly exhibit an allotriomorphic-granular, granoblastic structure. They consist of 35–50 % plagioclase, 15–30 % quartz, 5–10 % orthopyroxene and 5–15 % reddish-brown high-Ti biotite; titanite, apatite and zircon are present as accessories. The biotites of enderbites are consistent with granulite-facies biotites in  $TiO_2$  and FBT ratio. The  $Al_2O_3$  content of orthopyroxene is relatively low (0.6 mass. %), suggesting that the rocks were metamorphosed to granulite grade at moderate pressures. High iron concentrations and the predominance of sodium over potassium are characteristic of Kanentjarvi enderbites. They are depleted in Rb, Nb, U, Th, Ti and Sm and are enriched in Sr, Zr, Ba and Nd.

Samples from enderbites, corresponding in composition to hypersthene diorite (Sev-3), and those from foliated biotite gneiss (Sev-20), occurring as a subconcordant xenolith among massive enderbites, were collected for isotopic-geochemical and isotopic-geochronological study using the U-Pb zircon method.

The chemical composition of sample Sev-3 (mass. %) is:  $SiO_2$ -59.64,  $TiO_2$ -0.97,  $Al_2O_3$ -16.25,  $Fe_2O_3$ -2.81,  $FeO$ -4.80,  $MnO$ -0.10,  $MgO$ -2.53,  $CaO$ -6.20,  $Na_2O$ -4.15,  $K_2O$ -0.52 and  $P_2O_5$ -0.38. Zircon in a hypersthene diorite sample is represented by a common generation of two different morphological types. Type I is represented by cream-coloured dipyratidial-prismatic grains with smoothened edges,  $Ky=2-3$ . Type II comprises cream-coloured isometric, polyhedral crystals with diamond lustre typical of granulite-facies rocks. Characteristic of the internal structure of both types is fine growth zonation. Zircon typically displays low Pb (40–100 ppm) and U (70–140 ppm) concentrations and Th-U ratios as high as 0.5–1.0. The age, estimated from the upper intersection with the concordia of four dimensional zircon fractions of both types, is  $2772 \pm 7$  Ma (MSWD=0.79); the lower intersection is consistent with the present lead loss (Fig. 1).

The chemical composition of sample Sev-20 (mass. %) is:  $SiO_2$ -68.30,  $TiO_2$ -0.45,  $Al_2O_3$ -14.45,  $Fe_2O_3$ -2.00,  $FeO$ -3.58,  $MnO$ -0.04,  $MgO$ -1.05,  $CaO$ -4.19,  $Na_2O$ -4.30,  $K_2O$ -0.56,  $P_2O_5$ -0.14. There are two morphological types of zircon extracted from biotite gneiss. Type I is represented by unfaçetted pale-pink rounded transparent grains. In reflected electrons, zircon has a homogeneous internal structure and no zonation. Type II comprises rounded zircon with coarse growth zonation, which manifests itself in BSE. These types of zircon have slightly higher uranium concentrations (100–190 ppm), and their Th/U ratio declines markedly to 0.4–0.3. The upper intersection of the discordia with the concordia of six dimensional zircon fractions indicates an age of  $2767 \pm 5$  Ma, MSWD=0.41. The lower intersection reflects the present lead loss (Fig. 2).

Kanentjarvi enderbites exhibit a fractionated REE distribution spectrum  $(La/Yb)_n = 9-10$ . LREE and HREE concentrations were found to be higher for hypersthene diorites and massive enderbites ( $Cen = 85-90$ ,  $Ybn = 9-10$ ) than for biotite- and biotite-amphibole gneisses ( $Cen=27-30$ ,  $Ybn = 2-3$ ). The hypersthene diorite spectrum is expressed by a negative anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.7$ ); biotite gneiss with low REE concentrations typically shows a positive anomaly ( $Eu/Eu^* = 1.4$ ). The Sm-Nd model ages for Kanentjarvi enderbites range from 3070 to 2960 Ma, which exceeds rock crystallization time by 200–250 Ma. This time gap seems to be related to the long crustal evolution of the protolith of Kanentjarvi rocks.  $\epsilon_{Nd(2770)}$  values are typically positive in the range  $+0.8 \div +1.8$ .  $^{87}Sr/^{86}Sr(i) = 0.70201-0.702654$ . The age values obtained for hypersthene diorite and biotite gneiss coincide within the error and are interpreted as the crystallization time of Kanentjarvi enderbites.

#### Литература - References

1. Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: Изд. КФАН СССР. 1984. 124 с.
2. Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Эндербиты Канентъяврского массива и проблема петрохимического типа первичнокорковых гранитов // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. АН СССР. 1979. С. 91 – 116.
3. Добржинская Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.; Л.: Наука. 1989. 288 с.

## ВЫСОКОБАРНЫЕ МЕТАБАЗИТЫ ЮЖНО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ БУРЯТИЯ)

Куликова К.В.<sup>1</sup>, Склярёв Е.В.<sup>2</sup>, Скузоватов С.Ю.<sup>3</sup>, Рагозин А.Л.<sup>3</sup>, Варламов Д.А.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, [kulikova@geo.komisc.ru](mailto:kulikova@geo.komisc.ru)

<sup>2</sup> ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия,

<sup>3</sup> Ин-т геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>4</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия

## HIGH-PRESSURE METABASITES OF SOUTH-MUYA BLOCK (NORTH-EAST BURYATIA, TRANSBAIKALIA)

Kulikova K.V.<sup>1</sup>, Sklyarov Ye.V.<sup>2</sup>, Skuzovatov S.Yu.<sup>3</sup>, Ragozin A.L.<sup>3</sup>, Varlamov D.A.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology, Komi SC UB RAS, Syktывkar, Russia, [kulikova@geo.komisc.ru](mailto:kulikova@geo.komisc.ru)

<sup>2</sup> Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup> Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>4</sup> Institute of Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka, Russia

Муйская глыба, разделенная кайнозойской рифтовой впадиной на Северо- и Южно-Муйскую, традиционно рассматривается как блок архейского метаморфического фундамента Сибирской платформы внутри Байкало-Муйского складчатого пояса (Салоп, 1964; Грудинин, 1988; Кирмасов, 1989; Божко, 1999).

По имеющимся представлениям значительную часть Южно-Муйской глыбы составляет киндиканская серия нижнего архея, в которую объединены киндиканская (нижняя) и серебряковская (верхняя) свиты. В составе нижней свиты выделяются гранат-пироксен-двуслюдяные гнейсы, амфиболиты, кальцифиры и мигматиты, в строении верхней – известковистые кристаллосланцы, параамфиболиты, гранат-биотит-амфиболовые гнейсы [2]. Эклогиты в пределах Северо-Муйской глыбы описываются среди нижнеархейских гнейсов джалтукской и осиновской серий [1]. Последние данные о составе и возрасте этих эклогитов позволяют интерпретировать их как метаморфизованные офиолиты Байкало-Муйского складчатого пояса [4, 5].

В 80-е годы прошлого века в Южно-Муйской глыбе были установлены небольшие тела метаморфизованных габброидов с линзами гранатовых перидотитов и эклогитов (Грудинин, 1983), позднее среди кристаллических сланцев были описаны апобазитовые эклогитоподобные породы, подвергшиеся последующему диафторезу и гранитизации (Божко, 1999). Образование высокобарических парагенезисов связывается в этих работах с тектоническими подвижками в разломных зонах на фоне общего регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Авторами также утверждается, что к неопротерозою Муйская глыба представляла собой уже микроконтинент.

В связи с неоднозначной интерпретацией формирования разных частей Муйской глыбы актуальным остается вопрос их геологического строения, реконструкции первичного субстрата как эклогитов, так и вмещающих метаморфитов, определения *PT* условий метаморфизма и интерпретация палеогеодинамической обстановки формирования пород глыбы.

Нами были проведены исследования метаморфитов Южно-Муйской глыбы в среднем и нижнем течении ручья Серебряковский (приток р.Тулуя). Изученный комплекс пород представляет собой сложно деформированную полосчатую толщу, вмещающую блоки массивных пород. Полосчатая толща смята в изоклинальные или тесно сжатые складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев 50-88° и юго-восточной вергентностью. Шарниры погружаются к северо-востоку под углами 20-40°. Характерны осложняющие мелкие складки – как на крыльях, которые еще фиксируются по кливажу осевой плоскости, так и дисгармоничные синметаморфические – в ядрах складок. Весьма распространены также шарниры северо-западного погружения с углами 75-80°, определяющие, по всей видимости, более поздние деформации. Блоки массивных пород обычно приурочены к ядрам складок, размер блоков варьирует от 1-2 м до 20-50 м, реже 200-500 м.

Полосчатая толща сложена гранат-пироксен-кварц-плагиоклазовыми кристаллосланцами, часто карбонатсодержащими, кальцифирами, плагиогнейсами, а также плагиоклаз-биотит-амфиболовыми кристаллосланцами и амфиболитами. Мощность полос меняется от 0,1-0,2 см до 70-90 см. Метабазитовые породы – гранат-пироксен-кварц-плагио-клазовые кристаллосланцы обладают массивной или, в некоторых случаях, полосчатой текстурой, порфиробластовой с граноматобластовой, участками лепидобластовой структурой основной





массы. Состоят из граната (*Grt*), клинопироксена (*Cpx*), плагиоклаза (*Pl*), кварца (*Qtz*), титанита (*Tnt*), рутила (*Ru*), ильменита (*Ilm*) и более поздних титанистой роговой обманки (*Hbl*), биотита (*Bi*), актинолита (*Act*). Порфиобласты граната содержат мелкие включения *Qtz*, *Ilm*, а также циркона (*Zrn*) и апатита (*Ap*). Циркон и апатит присутствуют и в матриксе породы. Сохранились участки кристаллосланцев, содержащие помимо зерен *Cpx* еще и реликты симплектитового *Cpx+Pl* агрегата, псевдоморфно замещающего зерна более раннего омфацита. Среди миналов в гранате преобладает альмандин (*Alm*), содержания гроссуляра (*Grs*) и пиропы (*Prp*) существенно меньше. Наблюдается незначительное изменение состава граната от ядра (*Alm*<sub>70</sub>*Grs*<sub>17</sub>*Prp*<sub>10</sub>) к периферии (*Alm*<sub>65</sub>*Grs*<sub>18</sub>*Prp*<sub>10</sub>). Клинопироксен отвечает по составу железистому салиту, доля жадеитового (*Jd*) минала равна 4,5 %. Плагиоклаз соответствует олигоклазу  $X(\text{Ca})=0,19-0,21$ . По валовому химическому составу кристаллосланцы относятся к основным породам ( $\text{SiO}_2 - 49 \%$ ,  $\text{TiO}_2 - 2,5 \%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} - 2,6 \%$ ,  $\text{K}_2\text{O} - 2,5 \%$ ), а их субстрат реконструируется как песчано-глинистые граувакки.

Метабазиты из блоков массивного строения представлены симплектитовыми апоэклогитами с гетерогранобластовой (участками - симплектитовой) структурой. Породы состоят из граната, симплектитового клинопироксен-плагиоклазового агрегата, кварца, титанита, и более поздних титанистой роговой обманки, биотита, тремолита, клиноцоизита, мусковита, альбита. Состав граната меняется от *Alm*<sub>38-44</sub>*Prp*<sub>34-30</sub>*Grs*<sub>16-14</sub> в центральных до *Alm*<sub>48-49</sub>*Prp*<sub>28-25</sub>*Grs*<sub>14-16</sub> в периферийных частях блоков. При этом прослеживается слабая зональность составов гранатов, выраженная в уменьшении концентраций MgO и увеличению FeO от центров зерен к их краям. Из включений в гранате отмечаются только редкие зерна титанита. Клинопироксен симплектитов относится к салиту, доля жадеитового минала в нем также варьирует от 7,7 % в центрах блоков до 4,4 % на периферии. Плагиоклаз является андезином  $X(\text{Ca})=0,35-0,38$ . Субстрат данных пород по химизму реконструируется как магматический, основного состава ( $\text{SiO}_2 - 43-51 \%$ ,  $\text{TiO}_2 - 0,53-1,4 \%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} - 1,5-3,2 \%$ ,  $\text{K}_2\text{O} - 0,6-1,8 \%$ ), а палеогеодинамическая обстановка формирования – как океаническая надсубдукционная.

Для определения *PT* условий образования метаморфических парагенезисов использовались *Grt-Cpx* геотермометр [6] и *Cpx-Qtz-Pl* геобарометр [3]. Эклогитовый парагенезис (данные составов минералов взяты из публикаций Грудинина) соответствует  $P = 15$  кбар и  $T = 650^\circ \text{C}$ , образование симплектитов происходило при первоначальном увеличении температуры и снижении давления ( $P = 11,5$  кбар и  $T = 750^\circ \text{C}$ ), а затем последующем снижении как температуры, так и давления ( $P = 8,5$  кбар и  $T=650^\circ \text{C}$ ). Дальнейшее понижение *PT* параметров до 6 кбар и  $560^\circ \text{C}$  привело к исчезновению симплектитов и формированию гранат-клинопироксен-плагиоклазового гранобластового агрегата. Продолжающиеся регрессивные изменения привели к образованию амфиболитов по всем породам базитового субстрата.

Таким образом, в Южно-Муйской глыбе содержатся метабазиты двух типов: первый тип – кристаллосланцы полосчатого сложнодислоцированного матрикса, протолитом которого, вероятно, являлась осадочная толща, второй тип – эклогиты и симплектитовые апоэклогиты, участками превращенные в амфиболиты, из блоков массивного строения в складчатом матриксе.

The Muya block, divided by a Cenozoic rift into the North- and South Muya, is conventionally considered as a block of an Archaean metamorphic fundament of Siberian platform within the Baikal-Muya folded belt (Salop, 1964; Grudin, 1988; Kirmasov, 1989; Bozhko, 1999).

Most of South Muya block is composed by the lower Archaean kindikan sequence, presented by *kindikan* (lower) and *serebryakovskaya* (upper) suites. In the lower suite composition garnet-pyroxene-two-micaeous gneisses, amphibolites, calciphyres and migmatites occur, and calciferous crystalline schists, paraamphibolites, garnet-biotite-amphibole gneisses are in the upper suite (Bulatov, 1983). Eclogites within the North Muya block are distinguished among lower Archaean gneisses of *dzhaltuk* and *osinovskaya* sequences [1]. Recent data on the composition and the age of these eclogites allows us to interpret them as metamorphosed ophiolites of the Baikal-Muya folded belt [4, 5].

80-s of the twentieth century small metamorphosed gabbroid bodies with garnet peridotites and eclogites lenses were found in the South Muya block (Grudin, 1983); later diaphthorized and granitized apobasitic eclogite-like rocks were recognized among crystalline schists (Bozhko, 1999). Formation of high-pressure parageneses is referred in these papers to tectonic activity in fault zones with the background regional metamorphism of amphibolitic facies. It is also claimed that by Neoproterozoic the Muya block was already a microcontinent.

Considering diverse interpretations of different Muya block parts formation, the problem of its inner geological structure, reconstruction of primary nature of eclogites and host metamorphites, determination of *P-T* metamorphic conditions and interpretation of rocks formation paleogeodynamic settings remain actual.

We studied metamorphites of the South Muya block in the middle and lower part of Serebryakovskiy stream (Tuluya river tributary). Studied rocks represent complexly deformed banded strata, containing blocks of massive

rocks. The banded strata is folded into isoclinal or tight folds with NE axial plane trend and SE vergence. Their limbs dip at 50-88° and hinges plunge at angle of 20-40° to NE. There are small parasitic folds on limbs, fixed by axial plane cleavage, and disharmonic synmetamorphic folds in cores. Hinges plunging 75-80° NW, determining probably (likely) later deformations, are also widespread. Blocks of massive rocks are usually confined to fold cores; their size varies from 1-2 to 20-50 meters and rarely to 200-500 meters.

The banded strata is composed of garnet-pyroxene-quartz-plagioclase crystalline schists, often carbonate-bearing, calciphyres, plagiogneisses, and also plagioclase-biotite-amphibole crystalline schists and amphibolites. Thickness of layers changes from 0,1-0,2 to 70-90 centimeters. Metabasites – garnet-pyroxene-quartz-plagioclase crystalline schists – have a massive or, in some cases, eutaxitic structure, porphyroblastic with granoblastic fabric of bulk mass, sometimes with lepidoblastic areas. Schists are constituted of garnet (*Grt*), clinopyroxene (*Cpx*), plagioclase (*Pl*), quartz (*Qtz*), titanite (*Tnt*), rutile (*Ru*), ilmenite (*Ilm*) and superposed Ti-high hornblende (*Hbl*), biotite (*Bi*), actinolite (*Act*). Garnet porphyroblasts contain fine inclusions of *Qtz*, *Ilm*, and also these of zircon (*Zrn*) and apatite (*Ap*). Zircon and apatite are also comprised in a rock matrix. There are preserved areas of crystalline schists, which include, beside of *Cpx* grains, relicts of the symplectitic *Cpx+Pl* aggregate, ly replacing earlier omphacite grains. Almandine (*Alm*) predominates in minal concentration, grossular (*Grs*) and pyrope (*Prp*) are less presented (contents are much smaller). Slight change in garnet composition from the core (*Alm*<sub>70</sub>*Grs*<sub>17</sub>*Prp*<sub>10</sub>) to rim (*Alm*<sub>65</sub>*Grs*<sub>18</sub>*Prp*<sub>10</sub>) is observed. Clinopyroxene composition corresponds to Fe-high salite, jadeite minal (*Jd*) concentration is 4,5 %. Plagioclase is an oligoclase (*X*(*Ca*) = 0,19-0,21). Crystalline schists are referred chemically to basites (*SiO*<sub>2</sub> – 49 %, *TiO*<sub>2</sub> – 2.5 %, *Na*<sub>2</sub>*O* – 2.6 %, *K*<sub>2</sub>*O* – 2.5 %), and their protolith is reconstructed as sand-argillaceous greywacke.

Metabasites from massive blocks are presented by symplectitic apoecligites with a heterogranoblastic fabric (partly – with a symplectitic one). Rocks are composed of garnet, symplectitic clinopyroxene-plagioclase aggregate, quartz, titanite and later formed Ti-high hornblende, biotite, tremolite, clinozoisite, muscovite, albite. Garnet composition changes from *Alm*<sub>38-44</sub>*Prp*<sub>34-30</sub>*Grs*<sub>16-14</sub> in central parts of blocks to *Alm*<sub>48-49</sub>*Prp*<sub>28-25</sub>*Grs*<sub>14-16</sub> at peripheral parts. At the same time a weakly distinguishable zoning in *MgO* concentration decrease and *FeO* decrease from inner parts of grains to rims is noted. Rare titanite grains were found as mineral inclusions. Clinopyroxene from symplectites is a salite with a jadeite minal part varying from 7,7 % in central parts of blocks to 4,4 % on peripheral parts. Plagioclase in an andesine (*X*(*Ca*) = 0,35-0,38). The protolith of these rocks is reconstructed on the basis of chemical analysis as igneous of basic composition (*SiO*<sub>2</sub> – 43-51 %, *TiO*<sub>2</sub> – 0,53-1,4 %, *Na*<sub>2</sub>*O* – 1,5-3,2 %, *K*<sub>2</sub>*O* – 0,6-1,8 %), and paleogeodynamic settings is characterized as oceanic supra-subduction.

To determine *PT* conditions of the metamorphic parageneses a *Grt-Cpx* geothermometer [6] and a *Cpx-Qtz-Pl* geobarometer were used [3]. An eclogitic paragenesis (mineral composition data is taken from Grudinina's publications) corresponds to *P* = 15 kbar and *T* = 650°C, and the symplectites formation occurred during an original temperature increase and pressure decrease (*P* = 11,5 kbar and *T* = 750°C), which were followed by decrease of both temperature and pressure (*P* = 8,5 kbar and *T* = 650°C); a subsequent decrease of *PT* parameters down to 6 kbar and 560°C resulted in a symplectites disappearance and the formation of garnet-clinopyroxene-plagioclase granoblastic aggregate. Further regressive alteration led to the formation of amphibolites upon all the rocks of basitic substratum.

Thus two types of metabasites are contained in the South Muya block: the first is represented by crystalline schists of a laminated and complexly dislocated matrix (a sedimentary pack is believed to be a protolith for this type of metabasites), and the second one is formed by eclogites, symplectitic apoecligites, changed partly into amphibolites, from massive blocks in folded matrix.

## Литература –References

1. Авченко О. В., Габов Н. Ф., Козырев И. В., Коников А. З., Травин Л. В. Эклогиты Северо муйской глыбы: Состав и генезис // Изв. АН СССР, Сер. Геол. – 1989, №5, с.68-82.
2. Булгатов А.Ж. Тектонотип байкалит. Новосибирск, 1983., 201 с.
3. Перчук А.Л. Новый вариант омфациит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфациита и альбита. Докл. АН СССР, 1992. № 324. С. 1186-1189.
4. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // ДАН, Геохимия, 1996, т.350, №5, с.677-680.
5. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989, 78 с.
6. Ravna E.K. The garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>-Mg geothermometer: an updated calibration // J. Metam.Geol., 2000, v.18. p.211-219

## ЭКЛОГИТИЗАЦИЯ ГАББРОИДОВ ХРЕБТА МАРУНКЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Куликова К.В.<sup>1</sup>, Варламов Д.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, kulikova@geo.komisc.ru

<sup>2</sup> ИЭМ РАН, г.Черноголовка, Россия

## ECLOGITIZATION GABBRO OF MARUNKEU RIDGE (POLAR URALS)

Kulikova K.V.<sup>1</sup>, Varlamov D.A.<sup>2</sup>

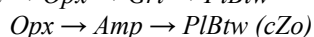
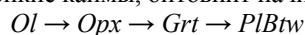
<sup>1</sup> Institute of Geology, Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia, kulikova@geo.komisc.ru

<sup>2</sup> Institute of Experimental Mineralogy, IEM RAS, Chernogolovka, Russia

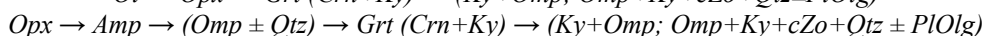
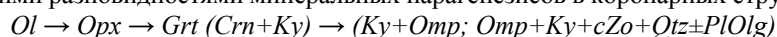
Хребет Марункеу, в строении которого принимает участие марункеуский эклогитсодержащий комплекс, расположен в пределах палеоконтинентальной области Полярного Урала к западу от сутурной зоны Уральского орогена. Комплекс, помимо метаосадочных пород, содержит эклогиты, протолитами которых стали магматические породы основного состава (долериты, габброиды). Наиболее широко они распространены в районе Слюдяной Горки (южная часть хребта Марункеу). Эклогиты образуют здесь линзовидные тела от десятков до сотен метров в поперечнике. Ряд тел сложен неравномерно эклогитизированными оливиновыми габброноритами. Сама магматическая порода сохранилась лишь участками, в которых наблюдаются реликты крупнозернистой габбро-офитовой структуры. Переход от габбронорита к эклогиту прослеживается по постепенной смене габбро-офитовой структуры коронарной, а затем и частично нематогранобластовой. Подобные трансформации известны и описаны, в частности, для метагаббро района Сулу [5]. Однородная текстура габбронорита видоизменяется через реакционно-сегрегационные разновидности до атолловой текстуры, что свидетельствует о преобразованиях пород в условиях статического метаморфизма [2].

Нами была установлена следующая последовательность минеральных парагенезисов в зоне перехода габбронорита в кианитовый эклогит в одном из тел района Слюдяная Горка.

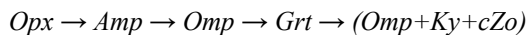
Наименее измененные разности содержат магматический парагенезис оливина (*Ol*), ортопироксена (*Opx*), клинопироксена (*Cpx*), плагиоклаза (битовнита *Btw*). Между оливином и плагиоклазом, а также между ортопироксеном и плагиоклазом формируются тонкие каймы, битовнит начинает замещаться клиноцоизитом (рис.1,а):



Коронитовые эклогиты, которые еще сохраняют реликты магматических оливина и ортопироксена, характеризуются следующими разновидностями минеральных парагенезисов в коронарных структурах (рис.1,б-в):



Коронитовые эклогиты, где магматический парагенезис полностью преобразован, но сохраняется еще вторичный ортопироксен в виде небольших обособлений гранулярного агрегата, показывают такую последовательность:



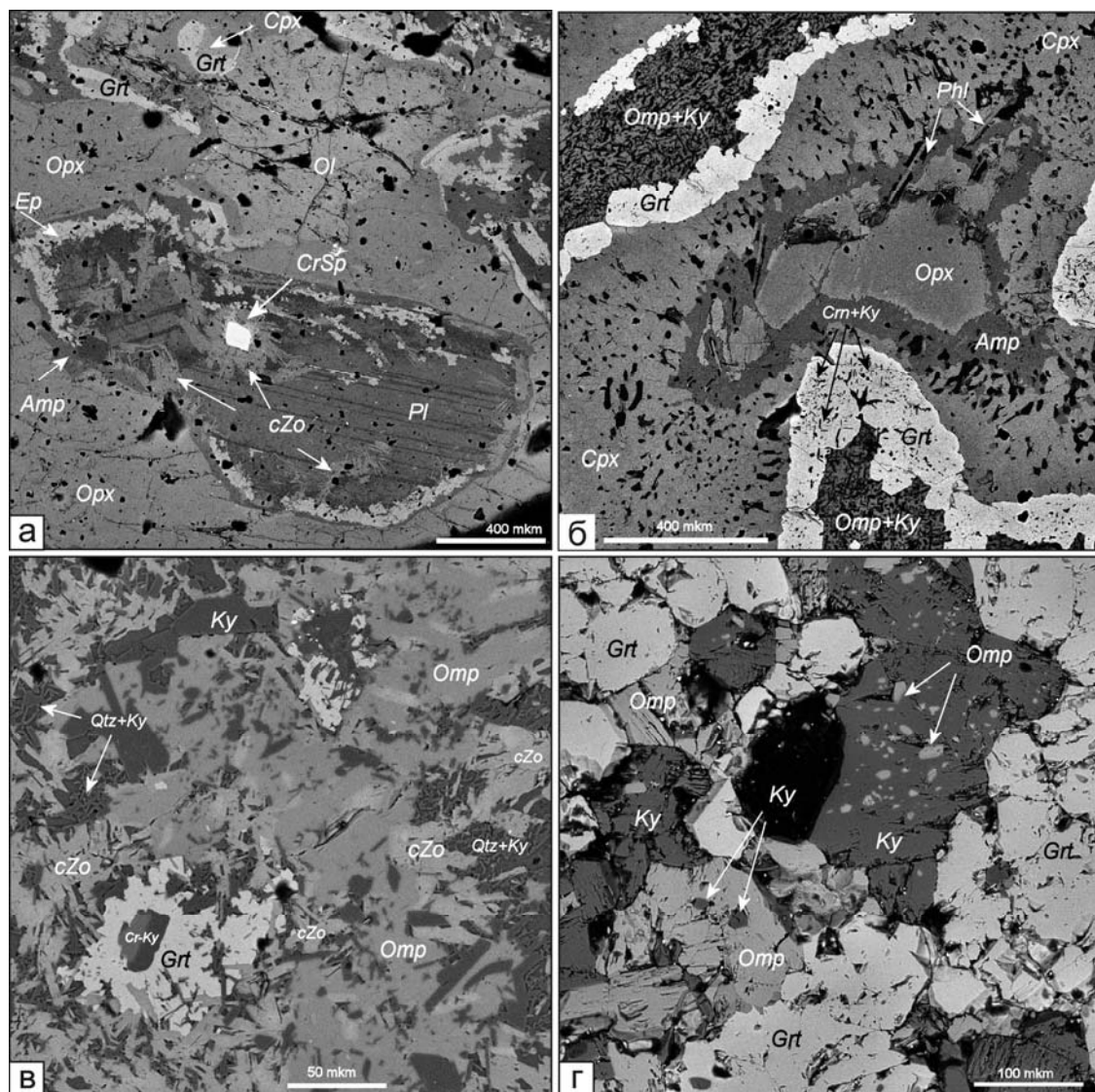
Полностью преобразованная порода (кианитовый эклогит) представляет нематобластовый агрегат кианита и омфацита, в кианите содержатся мельчайшие включения омфацита и наоборот (рис.1,г). Равномернозернистый нематобластовый агрегат окаймляется цепочками зерен граната, формируя атолловую текстуру породы.

Весьма характерный минеральный парагенезис в каймах изученных пород и их последовательность позволяет говорить о четко выраженной диффузионной модели эклогитизации в процессе диффузии Si, Ca, Na и Al от плагиоклаза в сторону оливина (ортопироксена) и Mg и Fe в противоположном направлении [1, 3, 4].

Поскольку оливиновый габбронорит является Si-недосыщенной породой, а плагиоклаз по составу отвечает битовниту, то это может способствовать формированию в

коронах граната высокоглиноземистых фаз [1], в нашем случае – это образующиеся мелкие фибролиты корунда и кианита в гранатовой короне. Псевдоморфное замещение битовнита агрегатом мелких призм кианита и омфацита, а также включения этих минералов внутри друг друга в кианитовом эклогите указывают на кианит-эклогитовую субфацию образования изученных пород [1].

Таким образом, наблюдаемые структурные и текстурные особенности и минеральные парагенезисы зоны перехода габбронорита в кианитовый эклогит свидетельствуют о формировании пород в условиях статического метаморфизма в условиях глубинной кианит-эклогитовой субфации эклогитовой фации метаморфизма.



**Рис.1.** Последовательность преобразования структур при эклогитизации габбронорита района Слюдяная Горка хребта Марункеу (Полярный Урал): (а) реликтовая габбро-офитовая структура с элементами новообразованной коронитовой в оливиновом габбронорите; (б) реакционные каймы в коронитовом эклогите; (в) псевдоморфное замещение битовнита агрегатом мелких призм омфациита, кьянита и клиноцоизита, зерен граната, с участками микрозернистого кварц-кьянитового агрегата; (г) граноматобластовая структура кьянитового эклогита. Сокращения минералов на рисунке и в тексте даны по Кретцу (1983).

**Fig.1** The sequence of transformation of structures in process of gabbro-norite's eclogitization (Mica Hill area, Marunkeu ridge – Polar Urals): (a) relict gabbro-ophitic fabric with fragments of the neogenic coronitic in olivine gabbro-norite; (b) reaction rims in coronitic eclogite; (c) pseudomorphic replacement of bytownite by aggregates of small prisms of omphacite, kyanite and clinozoisite, garnet grains, with areas of quartz-kyanite micrograin aggregate; (d) granoblastic fabric of kyanite eclogite. Abbreviations of minerals in the figure and the text given by Kretz (1983)

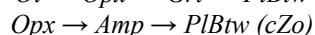
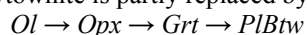
Marunkeu mountain ridge, in a structure which is involved Marunkeu eclogite-bearing complex, located within paleocontinental area of the Polar Urals to the west of the sutured zone of the Ural orogen. Complex contains metasedimentary rocks and eclogites. Igneous rocks of basic composition (dolerite, gabbroids) were protolith of eclogites. They are more widespread in a Mica Hill area (south of the Marunkeu ridge). Eclogites form lenticular bodies from tens to hundreds of meters across. Some bodies are composed by irregularly eclogitized



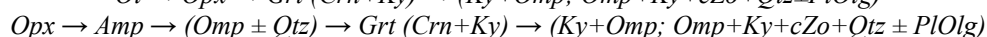
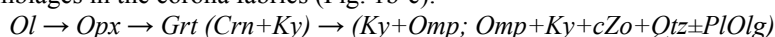
olivine gabbro-norites. Relics of coarse-grained gabbro-ophitic fabric have been preserved in certain parts only. The transition from gabbro-norite to eclogite can be traced on the gradual change of fabrics: gabbro-ophitic – coronary – partially nematogranoblastic. Such transformations are known and specifically described for the metagabbro of Sulu region [5]. Homogeneous texture of gabbro-norite has been modified through the reactionary-segregated varieties to atoll texture, which indicate the transformation of rocks under static metamorphism conditions [2].

We have established the following sequence of mineral assemblages in the transition zone of gabbro-norite to kyanite eclogite in one of the bodies of the Mica Hill area.

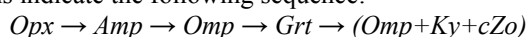
The least modified varieties contain magmatic paragenesis of olivine (*Ol*), orthopyroxene (*Opx*), clinopyroxene (*Cpx*), plagioclase (bytownite, *Btw*). Thin reaction rims between olivine and plagioclase, as well as between orthopyroxene and plagioclase, are formed. Bytownite is partly replaced by clinozoisite (Fig. 1a):



Coronitic eclogites with relics of magmatic olivine and orthopyroxene are characterized by the following varieties of mineral assemblages in the corona fabrics (Fig. 1b-c):



Coronitic eclogites with completely transformed magmatic paragenesis and small granular aggregates of secondary orthopyroxene segregations indicate the following sequence:



Completely transformed rock (kyanite eclogite) is nematoblastic aggregate of kyanite and omphacite. Kyanite contains tiny inclusions omphacite and vice versa (Fig. 1d). Equigranular nematoblastic aggregate is bordered by chains of garnet grains, forming atoll texture of the rock.

Very typical paragenesis and sequence of forming minerals in the coronas of studied rocks specify clear diffusion model of eclogitization: Si, Ca, Na and Al diffusion from plagioclase toward olivine (orthopyroxene), and Mg and Fe in the opposite direction [1, 3, 4].

Since olivine gabbro-norite is Si-undersaturated rocks, and plagioclase composition is responsible bytownite, it may contribute to the formation of high-alumina phases in the garnet coronas [1], in our case – they form small fibrolite of corundum and kyanite in garnet coronas. Pseudomorphic replacement of bytownite by aggregate of small prisms of kyanite and omphacite, as well as the inclusion of these minerals within each other in a kyanite eclogite indicate a kyanite-eclogite subfacies of studied rocks formation [1].

Thus, the observed structural and textural features and mineral parageneses of the transition zone of gabbro-norite to kyanite eclogite indicate the formation of rocks under static metamorphism in the conditions of deep kyanite-eclogite subfacies of eclogite facies metamorphism.

## Литература – References

1. Кориковский С.П. Проградные преобразования габбро-норитов при эклогитизации в температурном интервале 600 - 700°C // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 12, с.1352-1366
2. Япаскурт В. О. Структурогенез статического метаморфизма: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2004, 152 с..
3. Grant S.M. Diffusion models for corona formation in metagabbros from the Western Grenville Province, Canada // Contr. Miner. Petrol., 1988, v. 98, p. 49-63.
4. Attoh K. Models for orthopyroxene-plagioclase and other corona reactions in metanorites, Dahomeyide orogen, West Africa // J. Metamorph. Geol., 1998, v.16, p.345-362.
5. Zhang R.Y., Liou J.G. Partial transformation of gabbro to coesite-bearing eclogite from Yangkou, the Sulu terrane, eastern China // J. Metamorph. Geol., 1998, v.16, p.183-202.

# МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ В ЗОНАХ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ПОРЬЕГУБСКОГО ПОКРОВА ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Лебедева Ю.М.

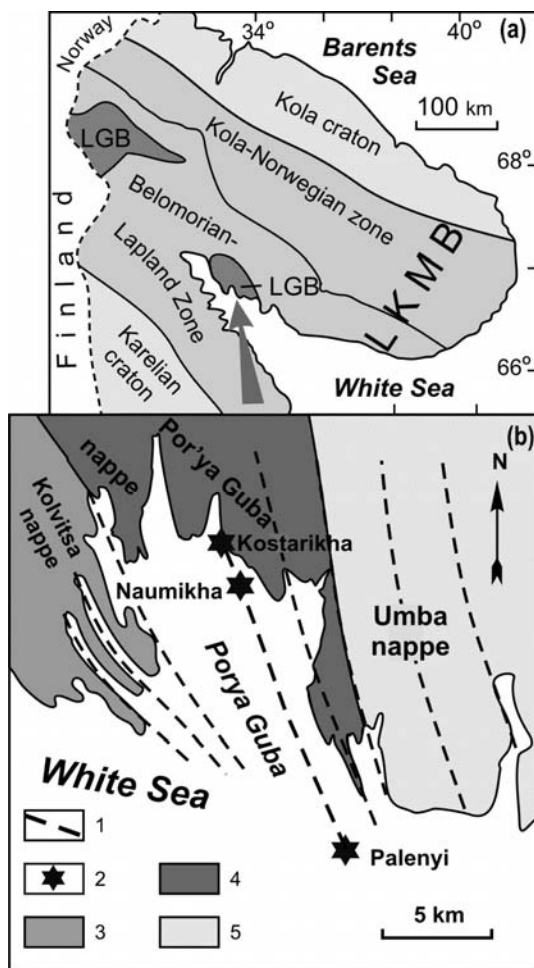
ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, y.m.lebedeva@ipgg.ru

## METASOMATIC HIGH TEMPERATURE AND HIGH PRESSURE PROCESSES IN THE SHEAR ZONES OF THE PORYEGUBA NAPPE OF THE LAPLAND GRANULITE BELT, BALTIC SHIELD

Lebedeva Yu.M.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg, Russia, y.m.lebedeva@ipgg.ru

Ярким примером проявления метасоматоза при высоких температурах и давлениях являются продукты флюидной переработки гранулитов в зонах сдвиговых деформаций юго-восточного окончания Лапландского гранулитового пояса на Балтийском щите. В этом районе отчетливо выраженные региональные зоны сдвиговых деформаций свекофенского возраста 1.9 млрд. лет, приурочены к крупным покровным структурам, сложенным гранулитами. Отличительной особенностью таких зон является концентрация в них жильных тел гидротермально-метасоматических пород разного минерального состава с гранулитовыми парагенезисами, которые свидетельствуют о существовании на уровне глубинной гранулитовой фации мощных высокотемпературных флюидных потоков [1].



**Рис.1.** Схема геологического строения района.

**а** - ЛГП - Лапландский гранулитовый пояс; ЛКМП - Лапландско-Кольский подвижный пояс. **б** - 1 - Сдвиговые зоны; 2 - участки с НТ/НР метасоматическими породами; 3 - метагаббро-анортозиты; 4 - преимущественно основные гранулиты; 5 - преимущественно кислые гранулиты.

**Fig.1.** Sketch of geologic structure of the area.

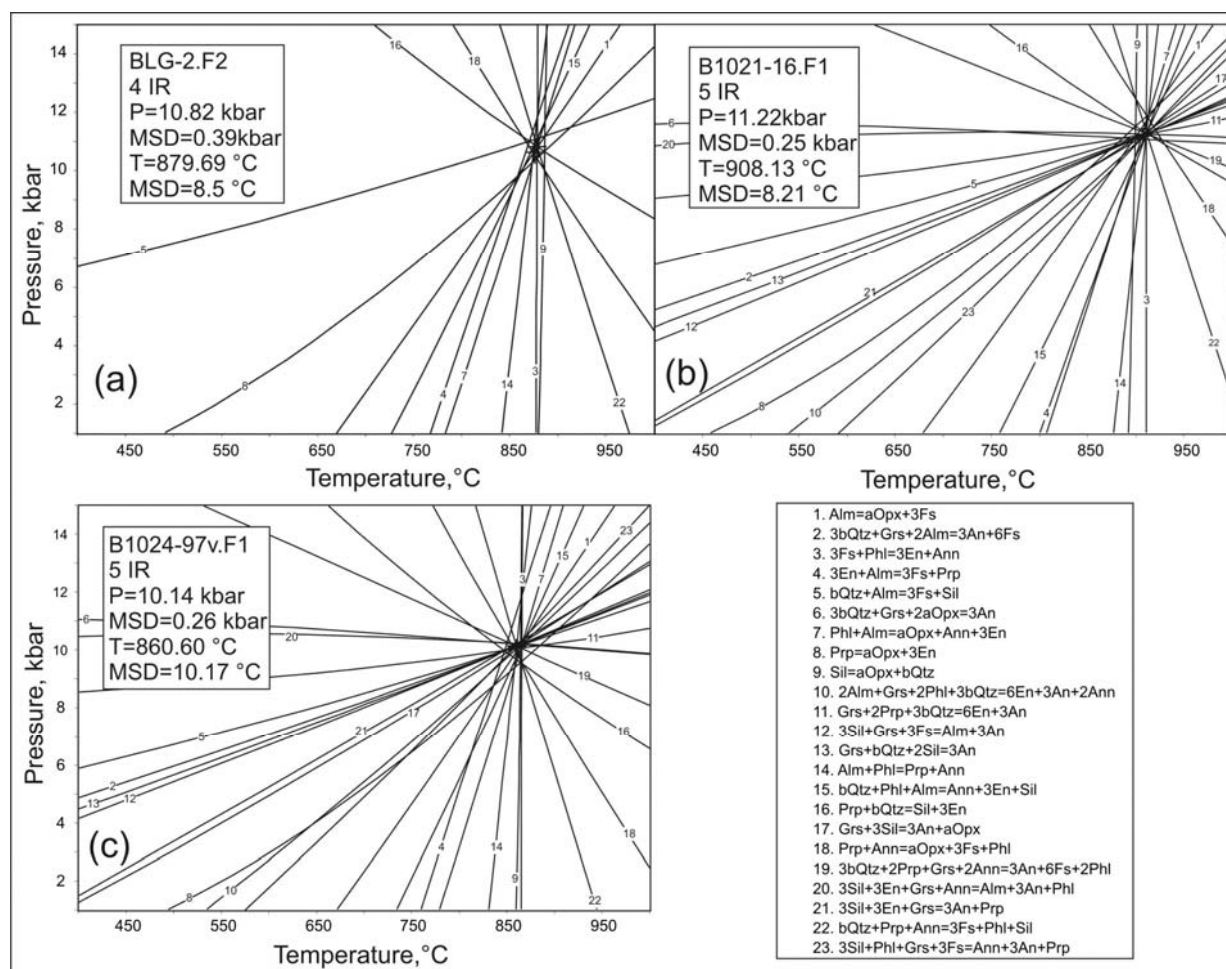
**а** - LGB - Lapland granulite belt; LKMB - Lapland-Kola mobile belt. **б**. 1 - Shear zones; 2 - zones with HT/HP metasedimentary rocks; 3 - metagabbro anorthosites; 4 - mainly basic granulites; 5 - mainly acidic granulites.

### Геология метасоматических процессов

В одной из протяженных сдвиговых зон (более 16 км при мощности около 100 метров) Порьегубского тектонического покрова (рис. 1), сложенного гранулитам основного и среднего состава, сосредоточены метасоматические богатые кварцем Mg-Al-Si породы с силлиманитом, высокомагнезиальными ортопироксеном и гранатом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и поздними кордиеритом и биотитом. С ними пространственно связаны разнообразные по составу богатые основаниями и щелочами (Fe, Mg, Ca, Na, K) порфиробластические и жильные породы: силлиманит-ортопироксен-гранатовые, силлиманит-кордиерит-ортопироксеновые, а также гранатовые, скаполит-диопсидовые, силлиманит-биотитовые, биотит-ортопироксеновые, калишпат-биотитовые. Временная связь ортопироксен-силлиманитовых метасоматических пород с деформациями в сдвиговой зоне доказана микроструктурными исследованиями и анализом кинематических индикаторов деформаций.

### РТ условия

Присутствующие среди метасоматитов гранат-силлиманит-ортопироксеновые породы являются хорошим минералогическим индикатором экстремально высоких Т и Р при метасоматозе. Наличие парагенезиса шпинель+кварц также указывает на очень высокие температуры. Оценки РТ параметров образования ортопироксен-силлиманитовых пород методом TWEEQU [1] находятся в интервале  $T=800-925^{\circ}\text{C}$  и  $P=10-11.5$  кб. (рис. 2).



**Рис.2.** Результаты термобарометрического исследования богатых кварцем НТ/НР метасоматических пород пород методом TWEEQU. IR - количество линейно независимых реакций. MSD - Среднеквадратичное отклонение. **Рис.2а.** - уч. Паленый. Qtz+Opx+Grt+Sil+Bt; **Рис.2б.** - уч. Костариха. Qtz+Pl+Opx+Grt+Sil+Bt; **Рис.2с.** - уч. Наумиха. Qtz+Pl+Opx+Grt+Sil+Bt

**Fig.2.** Results of thermobarometric study of the HT/HP quartz-rich metasedimentary rocks by the TWEEQU method. IR - number of linearly independent equilibria. MSD - square deviations of intercepts. **Fig.2a.** - area Paleniy. Qtz+Opx+Grt+Sil+Bt; **Fig.2b.** - area Kostarikha. Qtz+Pl+Opx+Grt+Sil+Bt; **Fig.2c.** - area Naumikha. Qtz+Pl+Opx+Grt+Sil+Bt

### Метасоматическая зональность, реакционные структуры, минеральные реакции

Главная черта минеральной зональности кварцевых пород – это быстрое исчезновение плагиоклаза, уменьшение числа темноцветных минералов и повышение содержания силлиманита на фоне нарастающего окварцевания породы. Принципиально такое же зональное распределение минеральных ассоциаций окварцованных пород можно увидеть и в масштабе образцов кварцевых бластомилонитов. Морфология и взаимоотношения зерен граната, ортопироксена и силлиманита в разных зонах породы позволяют полагать, что соотношения между главными породообразующими минералами в пределах этих зон были близкими к равновесным. Но при этом в разнообразных реакционных структурах также наблюдаются и неравновесные взаимоотношения между минералами, которые указывают на причины их исчезновения из парагенезисов (растворение, замещение) и таким образом, отражают реакции перехода между разными минеральными зонами. Обнаруженные закономерности хорошо согласуются с известной моделью инфильтрационной метасоматической зональности Д.С.Коржинского, позволяют говорить о воздействии кислых растворов и называть метасоматический процесс высокотемпературной деазификации гранулитов (кристаллосланцев и гнейсов) «кислотным выщелачиванием» или «кислотным метасоматозом» [2].

### Особенности состава и происхождения флюидов

Закономерные изменения величин  $\delta^{18}\text{O}$  в породообразующих минералах из разных по минеральному и химическому составу метасоматических зон [3] убеждают в том, что зональность формировалась под воздействием кратковременного флюидного потока с переменным отношением флюид/порода в системе дискретных флюидопроницаемых зон сдвиговых деформаций на пике термодинамических параметров коллизионного гранулитового метаморфизма. Образование метасоматических гранат-силлиманит-ортопироксеновых пород происходило при участии существенно водного ( $X_{\text{CO}_2} \sim 0.2$ ) и изотопно-легкого по кислороду флюида:  $\delta^{18}\text{O} = +5 - +6\%$  SMOW. Источником изотопно-легкого кислорода во флюиде мог быть как поверхностный флюид (гидросферные воды), так и флюид из глубинного мантийного резервуара.

Начальные результаты исследования включений указывают только на низкоплотный азотно-углекислотный состав флюида. Низкая плотность азота позволяет предполагать, что это был аммиак, который при понижении температуры разложился на азот и водород. Но в силу высокой подвижности водорода во включениях обнаруживается только низкоплотный азот. Также получены характеристики химического состава метасоматизирующего водного флюида и на основании расчета минеральных реакций с учетом данных по составам флюидных включений. Расчетные величины активности воды  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.37-0.63$  соответствуют содержанию воды в плотной водно-солевой флюидной фазе  $X_{\text{H}_2\text{O}} \approx 0.6-0.8$  при  $X_{\text{CO}_2} \sim 0.1-0.3$  и  $X_{\text{salt}} \sim 0.1$ .

### Возраст метасоматоза

Значения возраста процессов в Порьегубском покрове, полученные изохронными Sm-Nd ( $1863 \pm 11$ ,  $1886 \pm 9$ ,  $1912 \pm 11$  млн. лет) и Rb-Sr ( $1860 \pm 7$  млн. лет) методами датирования минеральных парагенезисов [4] подтверждают палеопротерозойский свекофеннский возраст коллизионного метаморфизма и метасоматоза 1913-1914 млн. лет, ранее установленный U-Pb SHRIMP-II методом датирования цирконов [5] и позволяють считать, что скорость остывания метаморфической системы была достаточно большой –  $8-12^\circ\text{C}$  за 1 млн. лет.

*Полевые работы проводились на территории Кандалакшского государственного природного заповедника с большой помощью его руководства. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00392).*

The rocks produced by fluid reworking of granulites in shear zones at the southeast end of the Lapland Granulite Belt on the Baltic Shield are a striking example of high temperature and high pressure metasomatism. In this area, well-defined regional shear zones of Svecofennian age (1.9 Ga) are confined to large nappe structures consisting of granulites. Veined bodies of hydrothermal-metasomatic rocks of varied mineral composition with granulitic parageneses, which suggest the existence of vigorous high temperature fluid flows at the deep granulite-facies level, typically concentrate in these zones [1].

### Geology of metasomatic processes

Metasomatic quartz-rich, Mg-Al-Si rocks with sillimanite, high-Mg orthopyroxene and garnet, plagioclase, K-feldspar and more recent cordierite and biotite are concentrated in one of the extensive shear zones (over 16 km long and about 100 m thick) of the Poryeguba tectonic nappe (Fig. 1) that consists of mafic to intermediate granulites. Spatially related to them are compositionally diverse base- and alkali-rich (Fe, Mg, Ca, Na, K) porphyroblastic and veined sillimanite-orthopyroxene-garnet, sillimanite-cordierite-orthopyroxene and garnet, scapolite-diopside, sillimanite-biotite, biotite-orthopyroxene and K-feldspar-biotite rocks. The time relation of orthopyroxene-sillimanite metasomatic rocks to deformations in the shear zone has been proved by microstructural study and by analysis of the kinematic indicators of deformations.





### PT conditions

Garnet-sillimanite-orthopyroxene rocks that are present among metasomatic rocks provide a good mineralogical indicator of extremely high T and P during metasomatism. The presence of the paragenesis spinel + quartz is also indicative of very high temperatures. Orthopyroxene-sillimanite rocks were formed at temperatures of 800-925°C and pressures of 10-11.5 kbars, as shown by the TWEEQU method [1] (Fig. 2).

### Metasomatic zonation, reaction structures and mineral reactions

The principal characteristic of the mineral zonation of quartz rocks is the rapid disappearance of plagioclase, the decreasing number of dark-coloured minerals and rising sillimanite concentration accompanied by increasing rock silicification. Basically the same zonal distribution of the mineral assemblages of silicified rocks can be seen in quartz blastomylonite samples. The morphology and interrelations of garnet, orthopyroxene and sillimanite grains in different rock zones suggest near-equilibrium relationships between major rock-forming minerals in these zones. However, various reaction structures also exhibit non-equilibrium relationships between minerals that indicated the reasons for their disappearance from parageneses (dissolution, replacement), thus reflecting reactions of transition between different mineral zones. The pattern revealed is consistent with the well-known infiltration metasomatic zonation model developed by D.S. Korzhinsky. The effect of acid solutions can thus be assumed and the metasomatic high temperature debasification of granulites (schists and gneisses) can be described as "acid leaching" or "acid metasomatism" [2].

### Compositional characteristics and origin of fluids

Variations in  $\delta^{18}\text{O}$  values in rock-forming minerals from metasomatic zones differing in mineral and chemical composition [3] show that zonation was formed under the influence of short-term fluid flow with a variable fluid/rock ratio in a system of discrete fluid-permeable shear zones at the peak of the thermodynamic parameters of collisional granulite metamorphism. Metasomatic garnet-sillimanite-orthopyroxene rocks were formed with the involvement of largely hydrous ( $X_{\text{CO}_2} \sim 0.2$ ) light-isotope fluid for oxygen:  $\delta^{18}\text{O} = +5 - +6\text{‰}$  SMOW. Either surface fluid (hydro-spheric water) or fluid from a deep mantle reservoir could be a source of light-isotope oxygen in the fluid.

The initial results of the examination of inclusions only indicate the low-density nitrogen-carbon dioxide composition of the fluid. The low density of nitrogen suggests that it was ammonia which decomposed to nitrogen and hydrogen when temperature declined. However, as hydrogen is highly mobile, only low-density nitrogen is found in inclusions. The chemical composition of the metasomatizing water fluid was also determined by estimating mineral reactions, considering available data on the compositions of fluid inclusions. The estimated water activity values  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.37-0.63$  are consistent with the water content of a dense water-salt fluid phase  $\text{XH}_2\text{O} \approx 0.6-0.8$  at  $X_{\text{CO}_2} \sim 0.1-0.3$  and  $X_{\text{salt}} \sim 0.1$ .

### Metasomatic age

The age values for the processes in the Poryeguba nappe, obtained by the Sm-Nd ( $1863 \pm 11$ ,  $1886 \pm 9$ ,  $1912 \pm 11$  Ma) isochrone and Rb-Sr ( $1860 \pm 7$  Ma) methods for dating mineral parageneses [4], support a Palaeoproterozoic Svecofennian age of collisional metamorphism and metasomatism of 1913-1914 Ma estimated earlier using the U-Pb SHRIMP-II method for zircon dating [5] and suggest that the rate of cooling of the metamorphic system was as high as  $-8-12^\circ\text{C}$  over 1 million years.

*Field research was conducted in Kandalaksha State Nature Reserve with great support from its administration. Funds to accomplish the project were provided by the RFFR (Project 09-05-00392).*

### Литература -References

1. Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М. Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений (на примере ортопироксен-силлиманитовых пород сдвиговых зон Лапландского гранулитового пояса) // Доклады РАН. 2007. Т. 412. № 3. С. 383-387.
2. Зарайский Г.П. Условия неравновесного окварцевания пород и образования кварцевых жил при кислотном метасоматозе // Геология руд. месторождений. 1999. № 4. С. 294-307.
3. Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Бушмин С.А., Викентьева О.В., Дубинина Е.О., Козловский В.М., Лебедева Ю.М. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. том 17. № 4. С. 415-436.
4. Лебедева Ю.М., Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Богомолов Е.С., Савва Е.В., Лохов К.И. Возраст высокobarического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: Sm-Nd метод датирования парагенезисов из силлиманит-ортопироксеновых пород Порьегубского покрова / Доклады РАН. 2010. Т. 432. № 1. С. 99-102.
5. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В., Лохов К.И., Пресняков С.Л., Лебедева Ю.М., Сергеев С.А. Возраст высокobarического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb-SHRIMP-II-датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 6. С. 792-796.

## ДОКЕМБРИЙСКИЕ И ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Левицкий В.И.<sup>1</sup>, Резницкий Л.З.<sup>2</sup>, Котов А.Б.<sup>3</sup>, Левицкий И.В.<sup>2</sup>, Сальникова Е.Б.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия, vlevit@igc.irk.ru

<sup>2</sup> ИЗК СО РАН, Иркутск, г. Иркутск, Россия

<sup>3</sup> ИГГД РАН, Санкт-Петербург

## PRECAMBRIAN AND PHANEROZOIC GRANULITE COMPLEXES OF SOUTHERN EAST SIBERIA

Levitsky V.I.<sup>1</sup>, Reznitsky L.Z.<sup>2</sup>, Kotov A.B.<sup>3</sup>, Levitsky I.V.<sup>2</sup>, Salnikova E.B.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, RAS, Siberian Branch, Irkutsk, Russia, vlevit@igc.irk.ru

<sup>2</sup> Institute of the Earth's Crust, RAS, Siberian Branch, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia

До 90 гг. XX века в Восточной Сибири по высокой степени метаморфизма гранулитовой фации выделяли нижнеархейские (шарыжалгайскую и китойскую) и вернеархейские (слюдянскую, ольхонскую) серии. Позже шарыжалгайская и китойская серии стали рассматриваться в составе Прибайкальской гранулит-гнейсовой области (ПрГГО) Присяянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы - ФСР (Северо-Азиатского, Азиатского, Сибирского кратона). Слюдянскую и ольхонскую серии сначала относили к Саяно-Байкальскому складчатому поясу, потом - складчатому обрамлению ФСР, а теперь Центрально-Азиатскому складчатому поясу - ЦАСР. Сейчас гранулитовые комплексы в нем рассматривают как метаморфические или островодужные террейны.

В докембрийских и фанерозойских гранулитовых комплексах отмечаются близкие закономерности проявления РТ режима регионального изохимического метаморфизма гранулитовой фации умеренных давлений и наложенных ультраметаморфических преобразований (гранитизации) субстрата. Последний процесс включает масштабное проявление и сочетание метасоматической мигматизации с плавлением, палингенезом, зарождением расплавов, последующей их кристаллизацией, скарнированием и базификацией. Ультраметаморфические изменения носят аллохимический наложенный характер и осуществляются путем замещения метаморфических пород в последовательности - плагиомигматит - калишпатовый мигматит - теневой калишпатовый мигматит - автохтонные и аллохтонные гранитоиды под воздействием глубинных мантийных флюидов, обогащенных Si, Na, K, Rb, Cs, Ba, Pb, Sr, La, Ce, Nd, Zr, Ta, Nb. Состав новообразованных пород идентичен в докембрийских и фанерозойских комплексах, определяется субстратом метаморфитов и геохимической спецификой флюидов. В докембрийских структурах ультраметаморфические преобразования проявлены интенсивней, чем в фанерозойских.

В ПрГГО породы шарыжалгайской серии приурочены к Иркутскому, а китойской - к Китойскому блокам Присяянского краевого выступа ФСР. В них установлены два цикла метаморфизма и ультраметаморфизма (гранитизации) в условиях гранулитовой фации: 1) неоархейский [2,557-2,562 млрд. лет (в Иркутском блоке); 2,48-2,53 млрд. лет (в Китойском блоке)] - биотит-двупироксеновые плагиосланцы (щелочные базальты, шошониты) и плагиогнейсы (метаандезиты), метаосадочные плагиогнейсы, метагабброиды, кальцитовые мраморы; 2) палеопротерозойский (1,85-1,87 млрд. лет; интенсивно проявлен в Иркутском блоке) - метатерригенные биотитовые, биотит-гранатовые плагиогнейсы, доломитовые мраморы, метатолитовые двупироксеновые плагиосланцы, железистые кварциты. Модельные возраста  $T_{Nd}(DM)$  для шарыжалгайской и китойской серий образуют два интервала мезо-и неоархейский 2,8 до 3,8 млрд. лет и палеопротерозойский - 2,4-2,65 млрд. лет. Для гранулитовых комплексов ПрГГО U-Pb SHRIMP методом по цирконам получены и мезоархейские 3,2-3,4 млрд. лет датировки. Возможно, что установленные в гранулитовых структурах два рубежа отражают или время становления неоархейского инфраструктурного и палеопротерозойского супраструктурного протолитов, или аккрецию двух гранулитовых разновозрастных комплексов при палеопротерозойской коллизии.

С неоархейским и палеопротерозойскими циклами преобразований гранулитовых комплексов связано формирование ультраметаморфических гранитоидов, которые в ПрГГО являются картируемыми структурами. Неоархейские гранитоидные образования представлены гранитами, мигматитами, гнейсо-гранитами, чарнокитоидами и эндебритами и приурочены к породам гранулитовой фации шарыжалгайской и китойской серий, а также к массивам тоналит-трондьемитовых ассоциаций (ТТА) Восточно-Саянской гранит-зеленокаменной области ФСР. Геохимические характеристики гранитоидов китойского комплекса наследуют специфику



замещаемого протолита на неоархейском этапе их преобразований (2,55-2,65 млрд. лет). Средневзвешенный состав выборок гранитоидов китойского ультраметаморфического комплекса развитых в шарыжалгайской и китойской сериях близок между собой. В свою очередь гранитоиды замещающие гранулитовые толщи резко отличаются от гранитоидов, развитых по ТТА ФСП более высокими концентрациями Ti, Fe, Mg, Ca, Ba, Sr, Sn, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zr, Zn, Cr, V, Ni, Co, Sc. Палеопротерозойские ультраметаморфические гранитоиды (теневые мигматиты, автохтонные и аллохтонные гранитоиды) доминируют в породах шарыжалгайской серии. Все они имеют близкие геохимические характеристики - преобладание K над Na; Fe над Mg; повышенные содержания K, Ba, Sr, LREE, Zr, Co, Cr и пониженные - V. По этим параметрам они близки к широко распространенным в Присяянском выступе посткинематическим гранитоидам, относимым в разных его частях к шумихинскому (Китойский блок), саянскому (Иркутский, Бирюсинский блоки), игнокскому (Урикско-Ийский протоплатформенный прогиб), приморскому (Западное Прибайкалье) комплексам. Средневзвешенные составы посткинематических гранитоидов из этих блоков близки между собой, и в свою очередь они также соответствуют средневзвешенным значениям для ультраметаморфических гранитоидов шарыжалгайской серии. На дискриминационных диаграммах составы всех изученных пород расположены в полях гранитов А-типа, вулканических дуг и внутриплитных, что характерно для постколлизии гранитоидов. Рубежи их становления - 1855-1871 млн. лет в разных блоках Присяянского выступа ФСП близки периодам формирования ультраметаморфических гранитоидов в шарыжалгайской серии - 1853-1868 млн. лет. Все это указывает на то, что между формированием массивов посткинематических гранитоидов и ультраметаморфическим гранитообразованием в гранулитовых комплексах существуют генетические и временные связи.

Гранулитовые комплексы в фанерозойских структурах присутствуют в метаморфических поясах, слагающих одну из "зон" композитных террейнов (Хамардабанский террейн – слюдянский и ольхонский комплексы). Эти комплексы часто амагматичны. Здесь распространены метатерригенные породы (разнообразные гнейсы с существенной долей туфового и карбонатного материала) обстановок пассивных и активных континентальных окраин. Карбонатные породы (кальцифиры и мраморы) могут составлять до 40-80 % объема толщ, имеют доломит-кальцитовый и кальцит-доломитовый состав; распространены кварциты с повышенными содержаниями R, Sr, Ba, Cr, V и пониженными Fe. Доля метавулканитов в разрезах этих комплексов намного меньше (15-30 %), чем в докембрийских (50-60 %). Кроме метабазальтов океанических и островодужных обстановок здесь присутствуют щелочные базальтоиды окраин континентов и внутриконтинентальные, а также метаандезиты. В слюдянском и ольхонском комплексах модельный возраст ( $T_{Nd}(DM)$ ) разных свит варьирует в близких пределах и соответственно составляет – 1,7-3,0 млрд. лет и - 2,0-3,2 млрд. лет; U-Pb возраст детритовых цирконов колеблется – 1,3-3,5 и 0,8-3,6 млрд. лет. Это указывает на то, что формирование толщ происходило при разрушении архейских, протерозойских, ранне-и среднерифейских толщ ФСП и его обрамления. В слюдянском и ольхонском комплексах, как и в докембрийских структурах, распространены крупные гранитные батолиты. Возраст сингранулитовых гранитоидов в слюдянском и ольхонском комплексах соответственно составляет 478-488 и 485-507 млн. лет; постметаморфических гранитов (хамардабанского, шаранурского и аинского), сиенитов и габброидов – 467-494 и 460-475 млн. лет; поздних пегматитов - 447 и 450 млн. лет

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 09-05-00563, 11-05-00771.*

Until the 1990s, the Lower Archaean (Sharyzhalgaikaya and Kitoiskaya) and the Upper Archaean (Slyudyanskaya and Olkhonskaya) series were distinguished on the basis of high granulite-facies metamorphism in East Siberia. More recently, the Sharyzhalgaikaya and Kitoiskaya series were interpreted as part of the Pribailalskaya granulite-gneiss domain (PrGGD) of the Prisyansky marginal scarp of the Siberian Platform basement, SPB (of the North Asian, Asian and Siberian Craton). The Slyudyanskaya and Olkhonskaya series were first considered to be part of the Sayany-Baikal foldbelt, then as the folded margin of the SPB and now as part of the Central Asian foldbelt. The granulite complexes located in it are now understood as metamorphic or island-arc terrains.

Precambrian and Phanerozoic granulite complexes are similar in the P-T pattern of regional isochemical granulite-facies, moderate-pressure metamorphism and multiple ultrametamorphic substrate alterations (granitization). The latter process comprises large-scale metasomatic migmatization combined with melting, palingenesis and the generation of melts followed by their crystallization, skarnification and basification. Ultrametamorphic alterations show an allochemical multiple pattern and occur by replacing metamorphic rocks in the following order: plagiomigmatite – potassic feldspar migmatite – shade potassic feldspar migmatite – autochthonous and allochthonous granitoids affected by Si-, Na-, K-, Rb-, Cs-, Ba-, Pb-, Sr-, La-, Ce-, Nd-, Zr-, Ta- and Nb-enriched deep mantle fluids. The compositions of the newly-formed rocks of Precambrian and Phanerozoic complexes are

identical and depend on the substrate of metamorphic rocks and the distinctive geochemical characteristics of fluids. Ultrametamorphic alterations are more intense in Precambrian structures than in Phanerozoic structures.

In the PrGGD, the rocks of the Sharyzhalgaiskaya series are confined to the Irkutny block and those of the Kitoiskaya series to the Kitoisky block of the Prisayansky marginal scarp of the SPB. They have been subjected to two cycles of granulite-facies metamorphism and ultrametamorphism (granitization): 1) a Neoarchaeal cycle [2.557-2.562 Ga (in the Irkutny block); 2.48-2.53 Ga (in the Kitoisky block)] – biotite-bipyroxene plagiogschists (alkaline basalt, shoshonites) and plagiogneisses (meta-andesites), metasedimentary plagiogneisses, metagabbroids and calcitic marbles; 2) a Palaeoproterozoic cycle (1.85-1.87 Ga; quite intense in the Irkutny block) – metaterigenous biotite- and biotite-garnet plagiogneisses, dolomitic marbles, metatholeiitic bipyroxene plagiogschists and iron formation. The model ages  $T_{Nd}(DM)$  for the Sharyzhalgaiskaya and Kitoiskaya series form two intervals: 1) Meso- and Neoarchaeal (2.8 to 3.8 Ga) and 2) Palaeoproterozoic (2.4-2.65 Ga). Mesoarchean ages of 3.2-3.4 Ga also have been obtained for the granulite complexes of the PrGGD using the U-Pb zircon SHRIMP method. The two boundaries, identified in granulite structures, probably reflect either the time of formation of Neoarchaeal infrastructural and Palaeoproterozoic suprastructural protoliths or the accretion of two different-aged granulite complexes upon Palaeoproterozoic collision.

Related to the Neoarchaeal and Palaeoproterozoic alteration cycles of granulite complexes is the formation of ultrametamorphic granitoids, which are mappable structures in the PrGGD. Neoarchaeal granitoid units consist of granites, migmatites, gneissose-granites, charnockitoids and enderbites, and are confined to the granulite-facies rocks of the Sharyzhalgaiskaya and Kitoiskaya series and to the tonalite-trondhjemite association (TTA) massifs of the East Sayany granite-greenstone domain of the SPB. The geochemical characteristics of granitoids from the Kitoisky complex inherit the distinctive pattern of replaced protolith at a Neoarchaeal alteration stage (2.55-2.65 Ga). The weighted average compositions of granitoids from the Kitoisky ultrametamorphic complex, common to the Sharyzhalgaiskaya and Kitoiskaya series, are similar. The granitoids, which replace granulite units, differ from the TTA granitoids of the SPB in higher Ti, Fe, Mg, Ca, Ba, Sr, Sn, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zr, Zn, Cr, V, Ni, Co and Sc concentrations. Sharyzhalgaiskaya-series rocks are dominated by Palaeoproterozoic ultrametamorphic granitoids (shade migmatites and autochthonous and allochthonous granitoids). They are all similar in geochemical characteristic such as the prevalence of K over Na and Fe over Mg, elevated K, Ba, Sr, LREE, Zr, Co and Cr concentrations and low V concentrations. They are similar in these parameters to postkinematic granitoids, which are widespread in the Prisayansky scarp and are understood as part of the Shumikhinsky (Kitoisky block), Sayansky (Irkutny and Biryusinsky blocks), Ignoksky (Uriksko-Iysky protoplatform downwarp) and Primorsky (West Baikal area) complexes. The average weighted compositions of postkinematic granitoids from these blocks are similar and are consistent with the weighted average values obtained for the ultrametamorphic granitoids of the Sharyzhalgaiskaya series. On the discrimination diagrams, the compositions of all the rocks analyzed lie in the fields A-type, volcanic-arc and intraplate granite fields, which is typical of postcollisional granitoids. Their age boundaries of 1855-1871 Ma in the Prisayansky scarp blocks of the SPB are close to the time of ultrametamorphic granitoid formation in the Sharyzhalgaiskaya series (1853-1868 Ma). This evidence suggests genetic and time relations between the formation of postkinematic granitoid massifs and ultrametamorphic granite formation in granulite complexes.

Granulite complexes in Phanerozoic structures are present in the metamorphic belts that build up a “zone” of composite terrains (Khamardabansky terrain – Slyudyansky and Olkhonsky complexes). These complexes are often amagmatic. Metaterigenous rocks (various gneisses with abundant tuff and carbonate material), produced in passive and active continent margin settings, are common here. Carbonate rocks, such as calciphyres and marbles, constitute up to 40-80 % of the units and have dolomite-calcite and calcite-dolomite composition; quartzites. High-P, Sr, Ba, Cr and V and low-Fe quartzites are widespread. The percentage of metavolcanics in these complexes is much smaller (15-30 %) than in Precambrian complexes (50-60 %). In addition to oceanic and island-arc metabasalts, continent-margin and intracontinental alkaline basalts, as well as meta-andesites, are present. In the Slyudyansky and Olkhonsky complexes the model ages of ( $T_{Nd}(DM)$ ) of the suites vary over a narrow range (1.7-3.0 Ga and 2.0-3.2 Ga; the U-Pb age of detrital zircons is also variable (1.3-3.5 and 0.8-3.6 Ga). This indicates that the units were formed upon destruction of the Archaeal, Proterozoic and Early and Middle Riphean units of the SPB and its margin. Large granite batholiths are widespread in the Slyudyansky and Olkhonsky complexes and in Precambrian structures. The ages of syngranulitic granitoids from the Slyudyansky and Olkhonsky complexes are estimated at 478-488 and 485-507 Ma; those of postmetamorphic granites (Khamardabansky, Sharanursky and Ainskaya), syenites and gabbroids at 467-494 and 460-475 Ma and those of late pegmatites at 447 and 450 Ma.

*The study was supported by RFFR grants 09-05-00563 and 11-05-00771.*

## НЕОАРХЕЙСКИЙ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ В ПРИСАЯНСКОМ ВЫСТУПЕ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Левицкий И.В., Левицкий В.И.*

ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия, ilevit@igc.irk.ru

## NEOARCHAEOAN AND PALAEOPROTEROZOIC GRANULITE-FACIES METAMORPHISM IN THE PRISAYANSKY SCARP OF THE IBERIAN PLATFORM BASEMENT

*Levitsky I.V. and Levitsky V.I.*

Institute of Geochemistry, RAS, Siberian Branch, Irkutsk, Russia, ilevit@igc.irk.ru

В Присаянском (Шарыжалгайском) краевом выступе фундамента Сибирской платформы установлено проявление двух рубежей (циклов) гранулитового метаморфизма - неоархейского (2,56-2,65 млрд. лет) и палеопротерозойского (1,85-1,87 млрд. лет). Каждый цикл характеризуется развитием пород: на этапе регионального метаморфизма гранулитовой фации; на этапе ультраметаморфических изменений в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций; на этапе постультраметаморфических преобразований. Породы этапа регионального метаморфизма представлены метамагматическими кристаллическими сланцами и гнейсами, метаосадочными плагииогнейсами и гнейсами, кварцитами, мраморами. Породы ультраметаморфического этапа образуются в результате замещения основных и кислых пород в последовательности плагииомигматит – калишпатовый мигматит – теневой калишпатовый мигматит – автохтонные и аллохтонные гранитоиды под воздействием глубинных мантийных флюидов [2]. Ассоциации постультраметаморфического (послемигматитового, постмагматического) этапов представлены средне- и низкотемпературными метасоматитами и имеют крайне ограниченное развитие. Их состав определяется субстратом и РТ условиями его преобразований.

Породы метаморфического этапа неопротерозойского цикла в шарыжалгайском и китойском комплексах представлены: биотит-двупироксеновыми плагииосланцами (щелочными базальтами и шошонитами), биотит-гиперстеновыми и биотитовыми плагииогнейсами (щелочными метаандезитами), реже – умеренноглинозёмистыми биотитовыми, биотит-гранатовыми (алевролитами и граувакками) и высокоглинозёмистыми (алевропелитовыми аргиллитами) гнейсами, метагаббро-анортозитами, кальцитовыми мраморами. Для шарыжалгайской серии с 80 г.г. XX века известны оценки возраста (Rb-Sr метод) в интервале от 3,4 до 3,7 млрд. лет [2]. Близкие датировки – 3,2-3,4 млрд. лет – получены U-Pb SHRIMP методом по цирконам [5]. Более надежными являются определения классическим U-Pb методом по цирконам - 2,7-2,8 млрд. лет [4]. Модельные возраста TNd(DM) для шарыжалгайской и китойской серий варьируют от 2,87 до 3,85 млрд. лет. Ранние протолиты метаморфитов шарыжалгайской серии формировались в обстановке островных дуг, поздние - активных континентальных окраин (менее вероятно зрелых островных дуг); а в китойской серии - внутриконтинентальных рифтов.

Неоархейские гранитоиды, относимые к китойскому ультраметагенному комплексу, приурочены к блокам гранулитовых и тоналит-трондьемитовых ассоциаций (ТТА) зеленокаменных структур. Их состав варьирует в зависимости от субстрата и степени его преобразований. Среди них выделяют как слабо измененные гранулиты или ТТА – мигматизированные сланцы и гнейсы, так и продукты их интенсивных преобразований - плагииоклазовые и калишпатовые мигматиты, эндербиты, чарнокиты, автохтонные и аллохтонные граниты, пегматиты, развитые по орто- и паропородам. В шарыжалгайской серии Иркутского блока мощность тел достигает - 100 м, в китойской серии - массивы до 1-2 км<sup>2</sup>, в блоках ТТА Китойского и Булунского блоков – батолиты до 10 км<sup>2</sup>. По щелочнометалльности их составы варьируют от низкощелочных до субщелочных, а по геохимическим параметрам они относятся к ультраметаморфическому типу гранитов - обогащены Ti, Al, K, Ba, LREE, Zr, Cr, Ni. Возраст пород комплекса, полученный U-Pb методом по цирконам в шарыжалгайской серии для пегматитов равен 2557±28 млн. лет, для гранитов – 2562±20 млн. [3], а в китойской серии – 2535±7 млн. лет [1]. По данным Rb-Sr изохронного метода возраст калиевополевошпатовых мигматитов и гранитов в ТТГ Онетского ЗП – 2,64 млрд. лет [2].

Среди пород метаморфического этапа палеопротерозойского цикла (1,87 млрд. лет – U-Pb метод по циркону сланцев) развитых только в шарыжалгайской серии доминируют метатолеитовые двупироксеновые плагииосланцы, в меньшей степени развиты метатерригенные биотитовые (метапелиты, граувакки), биотит-

гранатовые (метааркозы) плагиогнейсы; совсем редко отмечаются доломитовые мраморы, кварциты. Все данные свидетельствуют о том, что они образовались в троговой супраструктуре с возрастом 2,3-2,4 млрд. лет [5] в обстановке океанических островов или островодужной. В китойском комплексе, пока не удалось обнаружить супраструктурного метаморфического комплекса.

Породы ультраметаморфического этапа палеопротерозойского цикла представлены плагиоклазовыми и калишпатовыми мигматитами, автохтонными и аллохтонными гранитами. По возрасту и геохимическим характеристикам к ультраметаморфическим гранитам близки посткинематические гранитоиды, относимые в регионе к саянскому, шумихинскому, игнокскому, приморскому комплексам. Это позволяет рассматривать ультраметаморфические гранитоиды как образования, сформированные на нижних уровнях шарыжалгайской серии в некартируемых мелких телах. При последующем их перемещении в верхние структурные этажи, зарождаются крупные очаги с последующей трансформацией и кристаллизацией гомогенных магм в гранитных батолитах посткинематических гранитоидов. Так в Иркутном блоке шарыжалгайской серии присутствуют синколлизонные ультраметаморфические плагио- и калишпатовые мигматиты, теневые мигматиты, параавтохтонные и аллохтонные граниты, развитые в интервале 1,851-1,86 млрд. лет [3], а в Китойском блоке китойской серии – 1,852-1,87 млрд. лет [4; наши данные]; в Иркутном, Китойском и Бирюсинском блоках распространены гранитоиды саянского и шумихинского комплексов (1,85-1,87 млрд. лет); в Урикско-Ийском грабене – игнокского комплекса (1,86 млрд. лет). Составы гранитоидов саянского, приморского и шумихинского комплексов по концентрациям Si, Ti, Al, Fe, Ca, K, Na, Li, Ba, Sr, La, Nb, Y, Zr, Ta, Nb, Pb, Cr, V, Co близки к средневзвешенным содержаниям в ультраметаморфических гранитоидах (тенивых мигматитах, гранитах, чарнокитоидах) шарыжалгайской серии. В последних, относительно посткинематических гранитоидов, отмечены несколько повышенные количества Mg, Ca, Cr, V, Co. Это обусловлено доминированием в субстрате шарыжалгайской серии основных пород. Гранитоиды интрузивных комплексов, наоборот, резко обогащены – Rb, Cs, Li, B, Be, LRRE, Sn, Ta, Nb, Pb, что отражает проявление в них магматической и эманационной дифференциации.

Породы неархейских и палеопротерозойских гранулитовых комплексов имеют разную геохимическую специфику, обусловленную различиями в протолите и особенностях его преобразований, а также фиксируемые всеми исследователями близкие рубежи формирования. При раннепротерозойской коллизии произошла акреция гранулитовых комплексов в единую структуру, а также становление массивов постколлизонных гранитоидов.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 09-05-00563, 11-05-00771.*

Two boundaries (cycles) of granulite metamorphism: a Neoarchean boundary (2.56-2.65 Ga) and a Palaeoproterozoic boundary (1.85-1.87 Ga) are distinguished in the Prisayansky (Sharyzhalgaisky) marginal scarp of the Siberian Platform basement. Each cycle is characterized by the formation of rocks: at a regional isochemical granulite-facies metamorphic stage, at an ultrametamorphic granulite- and amphibolite-facies alteration stage and at a post-ultrametamorphic alteration stage. The rocks produced at a regional metamorphic stage are represented by metamagmatic schists and gneisses, metasedimentary plagiogneisses and gneisses, quartzites and marbles. At an ultrametamorphic stage, rocks are formed by replacement of mafic and felsic rocks in the following order: plagiomigmatite – potassic feldspar migmatite – shady potassic migmatite – autochthonous and allochthonous granitoids affected by deep mantle fluids [2]. The associations generated at a post-ultrametamorphic (post-migmatite, post-magmatic) stage are represented by medium- to low-temperature metasomatic rocks and are scarce. Their composition depends on substrate and its P-T alteration conditions.

The rocks produced at a metamorphic stage in the Neoproterozoic cycle in the Sharyzhalgaisky and Kitoisky complexes are: biotite-bipyroxene plagioschists (alkaline basalts and shoshonites), biotite-hypersthene and biotite plagiogneisses (alkaline meta-andesites). Moderate-alumina biotite-, biotite-garnet (siltstone and greywacke) and high-alumina (aleuopelitic argillite) gneisses, metagabbro-anorthosite and calcitic marble are less common. The ages estimated for the Sharyzhalgaiskaya series since the 1980s by the Rb-Sr method range from 3.4 to 3.7 Ga [2]. Similar ages, 3.2-3.4 Ga, have been obtained using the U-Pb SHRIMP zircon method [5]. The ages 2.7-2.8 Ga, estimated by the classical U-Pb zircon method, are more reliable [4]. The model ages T<sub>Nd</sub>(DM) for the Sharyzhalgaiskaya and Kitoiskaya series vary from 2.87 to 3.85 Ga. The early protoliths of metamorphic rocks in the Sharyzhalgaiskaya series were generated in an island-arc setting and late protoliths in an active continent margin environment (less probably, in a mature island-arc setting), and those in the Kitoisky series in an intracontinental rift setting.

The Neoarchean granitoids of the Kitoisky ultrametagenic complex are confined to the blocks of the granulite- and tonalite-trondhjemite associations (TTA) of greenstone structures. Their composition depends on the sub-



strate and the degree of its alteration. Distinguished among them are mildly altered granulites or TTA, such as migmatized schists and gneisses, and their intense alteration products such as plagioclase and potassic feldspar migmatites, enderbites, charnockites, autochthonous and allochthonous granites and pegmatites that have evolved after ortho- and pararocks. The bodies in the Sharyzhalgaiskaya series of the Irkutny block are up to 100 m thick; the massifs in the Kitoisky series massif cover an area of 1-2 km<sup>2</sup>; and the TTA-batholiths in the Kitoisky and Bulunsky blocks have an area of 10 km<sup>2</sup>. Their compositions vary in alkalinity from low-alkaline to subalkaline. Based on their geochemical parameters (enrichment in Ti, Al, K, Ba, LREE, Zr, Cr and Ni), they are classified as an ultrametamorphic type of granite. The U-Pb zircon age of rocks from the Sharyzhalgaiskaya-series complex is 2557±28 Ma for pegmatites and 2562±20 Ma for granites [3], and the age of Kitoiskaya-series rocks is 2535±7 Ma [1]. The age of potassic feldspar migmatites and granites in the TTG of the Onotsky GB, estimated by the Rb-Sr isochrone method, is 2.64 Ga [2].

The rocks produced at a metamorphic stage in the Palaeoproterozoic cycle (1.87 Ga, U-Pb method on zircon from schist), which only occur in the Sharyzhalgaiskaya series, are dominated by metatholeiitic bipyroxene plagiogschists; metaterrigenous biotite- (metapelite, greywacke) and biotite-garnet (meta-arkose) plagiogneisses are less common; and dolomitic marbles and quartzites are scarce. All available data show that they were formed in a 2.3-2.4 Ga trough suprastructure [5] in an oceanic-island or island-arc setting. No suprastructural metamorphic complex has been revealed so far in the Kitoisky complex.

The rocks formed at an ultrametamorphic stage in the Palaeoproterozoic cycle are plagioclase and K-feldspar migmatites and autochthonous and allochthonous granites. Postkinematic granitoids, interpreted in the region as part of the Sayansky, Shumikhinsky, Ignoksky and Primorsky complexes, are similar in age and geochemical characteristics to ultrametamorphic granites. Ultrametamorphic granitoids can thus be interpreted as rocks formed at lower levels in the Sharyzhalgaiskaya series in small unmappable bodies. Upon their subsequent transport to upper structural storeys, large sources are generated, and homogeneous magma is then transformed and crystallized in the granitic batholiths of postkinematic granitoids. For example, occurring in the Irkutny block of the Sharyzhalgaiskaya series are syncollisional ultrametamorphic plagioclase- and K-feldspar migmatites, shade migmatites and para-autochthonous and allochthonous granites that are widespread in the interval 1.851-1.86 Ga [3], and in the Kitoisky block of the Kitoiskaya series in the interval 1.852-1.87 Ga [4; our data]; the 1.85-1.87 Ga granitoids of the Sayansky and Shumikhinsky complexes occur in the Irkutny, Kitoisky and Biryusinsky blocks; and the 1.86 Ga granitoids of the Ignoksky complex occur in the Uriksko-Iysky graben. The compositions of granitoids from the Sayansky, Primorsky and Shumikhinsky complexes are similar in Si, Ti, Al, Fe, Ca, K, Na, Li, Ba, Sr, La, Nb, Y, Zr, Ta, Nb, Pb, Cr, V and Co concentrations to weighted average concentrations in the ultrametamorphic granitoids (shade migmatites, granites and charnockitoids) of the Sharyzhalgaiskaya series. The latter are slightly richer in Mg, Ca, Cr, V and Co than postkinematic granitoids, because the substrate is dominated by the Sharyzhalgaiskaya series of mafic rocks. Granitoids from intrusive complexes are, on the contrary, markedly enriched in Rb, Cs, Li, B, Be, LRRE, Sn, Ta, Nb and Pb, suggesting magmatic and emanation differentiation.

The rocks of the Neoarchaeon and Palaeoproterozoic granulite complexes differ in geochemical characteristics, which is due to differences in the protolith and its alteration pattern and similar formation boundaries proved by all geoscientists. Upon collision in Early Proterozoic time, granulite complexes accreted to form a common structure, and postcollisional granitoid massifs were produced.

*The study was supported by RFFR grants 09-05-00563 and 11-05-00771.*

## Литература – References

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46 (11). С. 1139-1150.
2. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Геос, 2005. 343 с.
3. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарышалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 3-19.
4. Aftalion M, Bibikova E., Bowes D.R. et al., Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the Sharyzhalgay granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR (U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study) // Jour. Geol.. 1991. V. 99. P. 851-862.
5. Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. et al. Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoiy area) // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2005. V. 95. P. 215-225.

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ФЛЮИДА ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ В ЗОНАХ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ПОРЬЕГУБСКОГО ПОКРОВА ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА

Лохов К.И.<sup>1</sup>, Бушмин С.А.<sup>2</sup>, Вапник Е.А.<sup>3</sup>, Козлов Е.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, Kirill\_Lokhov@vsegei.ru

<sup>2</sup> ИГТД РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Университет Бен-Гуриона, Беэр-Шева, Израиль

## ISOTOPIC COMPOSITION OF FLUID UPON METASOMATISM IN THE SHEAR-ZONES OF THE PORYEGUBA NAPPE OF THE LAPLAND GRANULITE BELT

Lokhov K.I.<sup>1</sup>, Bushmin S.A.<sup>2</sup>, Vapnik E.A.<sup>3</sup>, Kozlov E.N.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> St.Petersburg State University, Russia, Kirill\_Lokhov@vsegei.ru

<sup>2</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia

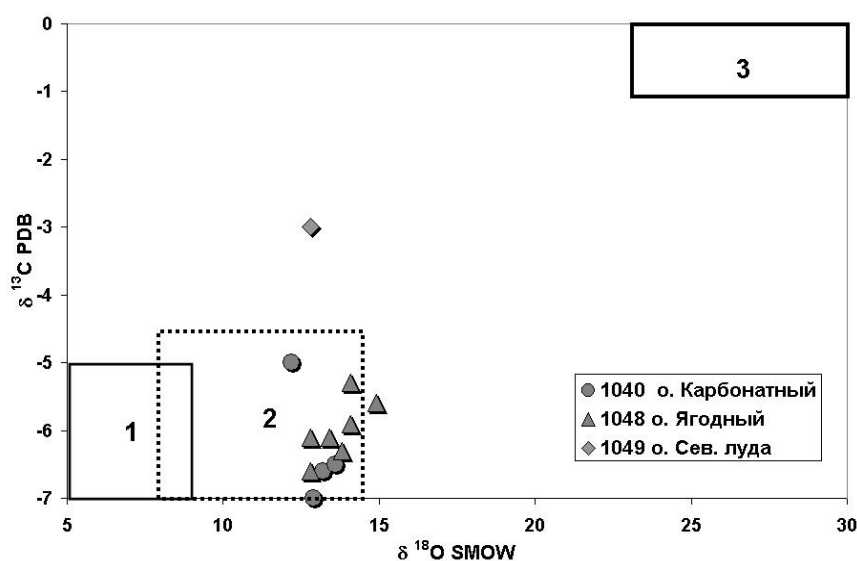
<sup>3</sup> Ben Gurion University, Beer Sheva, Israel

Для решения проблемы генезиса флюидов, проникавших в региональные зоны сдвиговых деформаций, ранее были выполнены исследования изотопного состава кислорода НТ/НР метасоматитов Порьегубского тектонического покрова Лапландского гранулитового пояса [1, 2]. Было установлено что образование метасоматических гранат-силлиманит-ортопироксеновых пород происходило при участии существенно водного ( $X_{CO_2} \sim 0.2$ ) и изотопно-легкого по кислороду флюида:  $\delta^{18}O = +5 \div +6\%$  SMOW. Источником изотопно-легкого кислорода во флюиде мог быть как поверхностный флюид (гидросферные воды), так и флюид из глубинного мантийного резервуара. Таким образом, для оценки генезиса флюида одних данных об изотопном составе кислорода недостаточно. В связи с этим нами начато исследование изотопного состава благородных газов (гелия и аргона) флюидных включений тех же НТ/НР метасоматических пород, а также изотопного состава углерода графита и карбонатов в породах зон метасоматической переработки. Тем более что графитсодержащие кварцевые жилы и окварцованные породы располагаются в той же сдвиговой зоне, что и НТ/НР гранат-силлиманит-ортопироксеновые метасоматиты, а в соседних сопряженных сдвиговых зонах сосредоточены жильные тела карбонатных и карбонат-диоксидовых метасоматических пород. И углерод из флюида, участвовавшего в образовании НР/НТ метасоматитов, мог быть зафиксирован в карбонатных породах. При этом подчеркнем, что внешние зоны цирконов в карбонатных породах имеют возраст  $1898 \pm 14$  млн. лет, совпадающий с возрастом НТ/НР метасоматитов [3]. Следовательно они могут рассматриваться как породы, возникшие в едином процессе с НТ/НР метасоматитами. Их генетическое единство установлено и при изучении Lu-Hf системы в цирконах метасоматических пород [4].

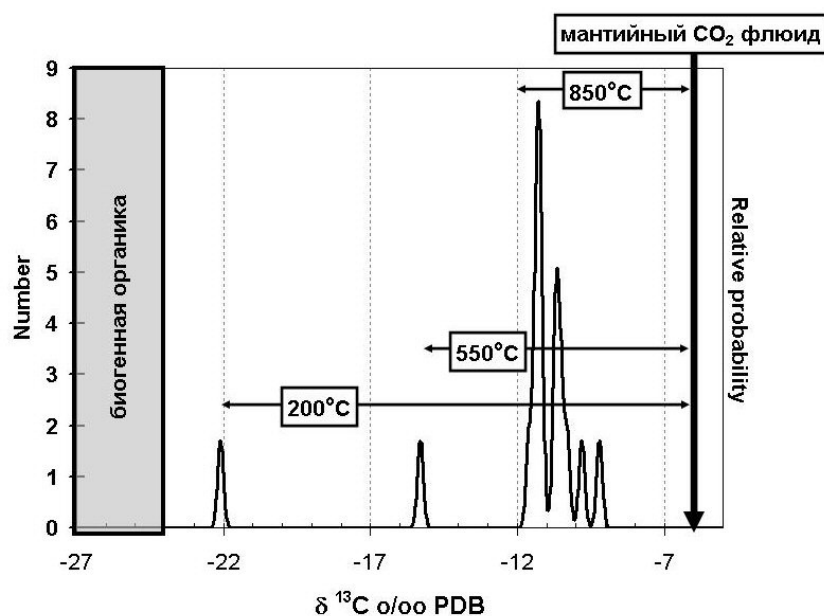
Изучение изотопного состава благородных газов проводилось на двух образцах на масс-спектрометре Micromass NG5400 (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) после дробления проб в вакууме и извлечения газов из микровключений по оригинальной методике. Общее количество выделенного из микровключений газа достаточно велико и составило  $3,4 \text{ см}^3/\text{г}$  (обр. БЛГ),  $0,2 \text{ см}^3/\text{г}$  (обр. Л4-2). Количества гелия в пробах мало ( $< 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ ), при  $^3\text{He}/^4\text{He} = 0,1-0,28 \times 10^{-6}$ , что отвечает примеси мантийного газа не более 1-2 %. Количество выделенного из включений  $^{40}\text{Ar}$  необычно велико и составило  $24 \times 10^{-6}$  (обр. БЛГ) и  $6,8 \times 10^{-6}$  (обр. Л4-2)  $\text{см}^3/\text{г}$ . Полученные данные демонстрируют аномально низкие величины отношений  $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$  (0,65 в обр. Л4-2 и 0,013 в обр. БЛГ). Обращает на себя внимание сильно фракционированный изотопный состав по нерадиоженным изотомам аргона: величина  $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  (0,1922) почти на 3 % выше атмосферного значения. Это существенная величина изотопного фракционирования, и этот эффект мог быть достигнут только при фракционировании аргона между магмой и флюидом при относительно низкой температуре, например, при формировании вулканитов, являющихся протолитом для метасоматитов. Однако этот эффект изотопного фракционирования был обнаружен в одном образце и требует дальнейшего специального изучения на серии образцов. Тем не менее, определенный изотопный состав аргона ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 11580$ ), близкий характеристикам газов для деплетированной мантии ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 15000-25000$ ), указывает на глубинный источник флюидного потока и исключает примесь поверхностных летучих во флюидном потоке. Несмотря на малые количества гелия, который, видимо, был практически полностью потерян на поздних стадиях метаморфического и метасоматического минералообразования, изотопный состав гелия также свидетельствует о первоначальном присутствии значимых количеств мантийных газов во флюидных потоках сдвиговых зон.



Карбонаты карбонатных и карбонат-диопсидовых метасоматических пород (острова Карбонатный и Ягодный) характеризуются изотопным составом углерода  $\delta^{13}\text{C} = -7 \div -5\text{‰}$ , что также может указывать на мантийный генезис метасоматизирующих флюидов (рис. 1). Изотопный состав графита из кварцевых жил и окварцованных пироксеновых гранулитов ( $\delta^{13}\text{C} = -9,5 \div -11,5\text{‰}$ ) указывает на его abiогенное происхождение. Такой графит мог быть в равновесии с мантийным углекислым газом ( $\delta^{13}\text{C} = -6\text{‰}$ ) при температуре 800-900°C (рис. 2). Вместе с тем, в рудных сульфидных зонах обнаружен и более изотопно-легкий графит, отвечающий равновесной температуре 200-550°C. Следовательно, его различные генерации могли последовательно выпадать из флюида при снижении температуры. При этом мольная доля углекислого газа во флюидном потоке снижалась за счет фиксации углерода в графит при изотермической компрессии пород и прогрессивно уменьшалась на фоне дальнейшего снижения температуры. Таким образом, в результате изотопно-геохимических исследований устанавливается, что флюид имел глубинный, возможно, мантийный генезис.



**Рис.1.** Изотопы углерода и кислорода в карбонатных метасоматических породах зоны свдиговых деформаций в гранулитах Порьегубского тектонического покрова (юго-восточный фрагмент Лапландского пояса, район Порьей губы). Поля составов: 1- мантийные карбонаты и мантийные газы, 2- карбонаты из пород мантийного гегезиса, 3- карбонаты из осадочных пород.



**Рис.2.** Изотопный состав углерода в графитах метасоматических пород зоны свдиговых деформаций в гранулитах Порьегубского тектонического покрова (юго-восточный фрагмент Лапландского пояса, район Порьей губы). Стрелками показаны температуры равновесия изотопной системы углекислый газ - графит.

Попытка оценки химического состава метасоматизирующих флюидов на основании исследования состава флюидных включений в минералах НТ/НР гранат-силлиманит-ортопироксеновых метасоматитов пока не дала значимых окончательных результатов. Так методом криометрии исследованы флюидные включения развитые главным образом в кварце. При этом обнаружены только первично-вторичные и вторичные включения. Главные типы включений – это включения  $\text{CO}_2$  и низкоплотные газовые включения, в которых не наблюдается фазовых переходов при охлаждении, тогда как водно-солевые включения обнаружены в резко подчиненном количестве. Плотность наблюдавшихся включений  $\text{CO}_2$  преимущественно низкая. Лишь в нескольких образцах найдены включения повышенной плотности. При температурах 800-900°C давления при формировании таких включений соответствуют 6-7 кбарам. Результаты рамановской спектроскопии низкоплотных газовых включений свидетельствуют об их преимущественно азотном составе. Криометрический анализ водно-солевых включений указывает, главным образом, на соли угольной кислоты с концентрацией 1-2 мас. % и, в меньшей степени, на хлориды кальция. Два включения обнаружены с галитом. Таким образом, начальные результаты исследования включений указывают только на низкоплотный азотно-углекислотный состав флюида. Низкая плотность азота позволяет предполагать, что это был аммиак, который при понижении температуры разложился на азот и водород. Но в силу высокой подвижности водорода во включениях обнаруживается только низкоплотный азот. Также получены характеристики химического состава метасоматизирующего водного флюида на основании расчета минеральных реакций с учетом данных по составам флюидных включений. Расчетные величины активности воды  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.37-0.63$  соответствуют (Aranovich, Newton, 1996) содержанию воды в плотной водно-солевой флюидной фазе  $X_{\text{H}_2\text{O}} \sim 0.6-0.8$  при  $X_{\text{CO}_2} \sim 0.1-0.3$  и  $X_{\text{salt}} \sim 0.1$ . Экспериментальные исследования водно-углекислотно-солевых систем при высоких РТ-параметрах показывают [5], что при больших содержаниях  $\text{CO}_2$  и водорастворимых солей флюид должен состоять из двух фаз - высокоплотной преимущественно водно-солевой и низкоплотной углекислотной. Наши результаты могут свидетельствовать о том, что такое разделение действительно существовало при рассматриваемых НТ/НР параметрах метасоматического петрогенезиса. Тогда в системе сдвиговых зон разного масштаба одновременно существовали дискретные потоки низкоплотного преимущественно азотно-углекислотного флюида, обеспечившего карбонатизацию и графитизацию гранулитовых толщ и высокоплотного преимущественно водного флюида, переносившего основную массу петрогенных элементов.

*Мы благодарим руководство Кандалакшского государственного природного заповедника за помощь в организации полевых работ на его территории. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00392) и Санкт-Петербургского Государственного университета (проект 3.37.81.2011).*

To cast light on the genesis of the fluids, which penetrate into regional shear-zones, the isotopic composition of oxygen from the HT/HP metasomatic rocks of the Poryeguba tectonic nappe of the Lapland granulite belt was analyzed earlier [1, 2]. The analytical data obtained have shown that largely aqueous ( $X_{\text{CO}_2} \sim 0.2$ ) and light-isotope oxygen fluid:  $\delta^{18}\text{O} = +5 \div +6\%$  SMOW was involved in the formation metasomatic garnet-sillimanite-orthopyroxene rocks. Both surface fluid (hydrospheric water) and fluid from a deep mantle reservoir could have been a source of light-isotope oxygen in the fluid. Thus, data on the isotopic composition of oxygen alone are not sufficient for assessing the origin of the fluid. Therefore, the authors have begun to analyze the isotopic composition of the noble gases (helium and argon) of fluid inclusions from the same HT/HP metasomatic rocks and the isotopic composition of carbon from graphite and carbonates in the rocks of metasomatic reworking zones, considering that graphite-bearing quartz veins and silicified rocks occur in the same shear-zone as HT/HP garnet-sillimanite-orthopyroxene metasomatic rocks, and veined bodies of carbonate and carbonate-diopside metasomatic rocks are concentrated in neighbouring shear-zones. Carbon from the fluid, involved in the formation of HP/HT metasomatic rocks, could have been fixed in carbonate rocks. It should be emphasized that the external zones of zircons in carbonate rocks have an age of  $1898 \pm 14$  Ma, which coincides with the age of HT/HP metasomatic rocks [3]. Hence, they can be interpreted as rocks derived together with HT/HP metasomatic rocks during the same process. That they are genetically common has also been proved by examining the Lu-Hf system in zircons from metasomatic rocks [4].

The isotopic composition of noble gases was analyzed on two samples on a Micromass NG5400 mass-spectrometer (VSEGEI Centre for Isotopic Studies, St.Petersburg) after crushing the samples in vacuum and extracting gases from microinclusions using the original procedure. The total quantity of gas extracted from the microinclusions was 3.4 cm<sup>3</sup>/g (sample BLG) and 0.2 cm<sup>3</sup>/g (sample L4-2). The quantity of helium in the samples is small ( $<10^{-6}$  cm<sup>3</sup>/g), at  $^3\text{He}/^4\text{He} = 0.1-0.28 \times 10^{-6}$ , which is consistent with not more than 1-2 % mantle gas impurity. The quantities of  $^{40}\text{Ar}$  extracted from the inclusions are unusually large -  $24 \times 10^{-6}$  (sample BLG) and  $6.8 \times 10^{-6}$  (sample L4-2) cm<sup>3</sup>/g. The data obtained show abnormally low  $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$  values (0.65 in sample L4-2 and 0.013 in sample BLG). The highly fractionated isotopic composition for non-radiogenic argon isotopes is noteworthy: the



$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  value (0.1922) exceeds atmospheric pressure by almost 3 %. This high isotopic fractionation effect could only be produced upon fractionation of argon between magma and fluid at relatively low temperature, e.g. upon the formation of volcanics that act as protolith for metasomatic rocks. However, as the effect was revealed in one sample, a special study of a series of samples is needed. Nevertheless, the isotopic composition of argon ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 11580$ ), similar to the characteristics of gases for a depleted mantle ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 15000\text{-}25000$ ), suggests a deep source of fluid flow and rules out the presence of surface volatile impurity in the fluid flow. In spite of small quantities of helium, which seems to have been completely lost at late stages in of metamorphic and metasomatic mineral formation, the isotopic composition of helium also shows that significant quantities of mantle gases were present originally in the fluid flows of shear-zones.

The isotopic composition of carbon,  $\delta^{13}\text{C}$ , in the carbonates of carbonate and carbonate-diopside metasomatic rocks from Karbonatny and Yagodny Islands is typically  $-7 \div -5\%$ , suggesting the mantle genesis of metasomatizing fluids (Fig.1). The isotopic composition of graphite from quartz veins and silicified pyroxene granulites ( $\delta^{13}\text{C} = -9.5 \div -11.5\%$ ) is indicative of its abiogenic origin. Such graphite could have been in equilibrium with mantle carbon dioxide ( $\delta^{13}\text{C} = -6\%$ ) at a temperature of  $800\text{-}900^\circ\text{C}$  (Fig.2). However, lighter-isotope graphite, consistent with an equilibrium temperature of  $200\text{-}550^\circ\text{C}$ , has been reported from ore sulphide zones. Consequently, its various generations could have precipitated successively from the fluid with decreasing temperature, the molar fraction of carbon dioxide in the fluid flow decreasing by fixation of carbon to graphite upon isothermal rock compression and declining progressively against further decrease in temperature. Thus, our isotopic-geochemical data suggest that the fluid was generated at depth, presumably in the mantle.

Attempts to estimate the chemical composition of metasomatizing fluids by analyzing the composition of fluid inclusions in the minerals of HT/HP garnet-sillimanite-orthopyroxene metasomatic rocks have not produced significant results so far. For example, fluid inclusions, occurring dominantly in quartz, were analyzed by the cryometric method, but only primary-secondary and secondary inclusions were identified.  $\text{CO}_2$ -inclusions and low-density gas inclusions, in which no phase transitions are observed upon cooling, predominate, while water-salt inclusions are much less abundant. Most of the  $\text{CO}_2$ -inclusions show low densities. High-density inclusions have only been revealed in several samples. At temperatures of  $800\text{-}900^\circ\text{C}$  the pressures upon the formation of such inclusions are 6-7 kbar. The results of the Raman spectroscopy of low-density gas inclusions have shown that they consist dominantly of nitrogen. Cryometric analysis of water-salt inclusions points mainly to salts of carbonic acid with a concentration of 1-2 mass. %, rather than to calcium chlorides. Two inclusions were found to contain halite. Thus, the initial results of the examination have only revealed the low-density nitrogen-carbonic acid composition of the fluid. The low density of nitrogen suggests that it was ammonia, which decomposed into nitrogen and hydrogen upon decrease in temperature. However, as hydrogen is highly mobile, only low-density is observed in the inclusions. Furthermore, the chemical composition of the metasomatizing water fluid was estimated by calculating mineral reactions with regard for data on the composition of fluid inclusions. The water activity values estimated,  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.37\text{-}0.63$ , are consistent with (Aranovich, Newton, 1996) the water content of a dense water-salt fluid phase  $X_{\text{H}_2\text{O}} \sim 0.6\text{-}0.8$  at  $X_{\text{CO}_2} \sim 0.1\text{-}0.3$  and  $X_{\text{salt}} \sim 0.1$ . The experimental study of water- $\text{CO}_2$ -salt systems at high PT-parameters [5] has shown that at high  $\text{CO}_2$  and water-soluble salt concentrations the fluid is expected to consist of two phases: 1) a high-density, dominantly water-salt phase and 2) a low-density carbon dioxide phase. Our results suggest that such a division did take place at aforementioned HT/HP parameters of metasomatic petrogenesis. This means that discrete flows of low-density, dominantly nitrogen-carbon dioxide fluid, responsible for the carbonatization and graphitization of granulite units and high-density, water-dominated fluid, which carried the bulk of petrogenic elements, existed simultaneously in a system of inequidimensional shear-zones.

*The authors wish to thank the Administration of Kandalaksha State Nature Reserve for assistance in organizing field studies in the Reserve. The studies were supported by RFFR (Project 09-05-00392) and St.Petersburg State University (Project 3.37.81.2011).*

#### Литература – References

1. Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М. Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений (на примере ортопироксен-силлиманитовых пород сдвиговых зон Лапландского гранулитового пояса) // Доклады РАН. 2007г. Том 412, №3. С. 383-387.
2. Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Бушмин С.А. и др. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. том 17. №4. С. 415-436.
3. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В. и др. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb-SHRIMP-II-датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // Докл. РАН. 2009. Т.428. №6. С. 792-796.

4. Капитонов И.Н., Лохов К.И., Пресняков С.Л. и др. Изотопно-геохронологические исследования цирконов из метаморфических и метасоматических пород Порьегубского покрова юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса: сопоставление U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd систематик // Изотопные системы и время геологических процессов. Том 1. СПб. ИГД РАН. 2009. С. 220-222.
5. Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г. и др. Тройная система  $H_2O-CO_2-NaCl$  при высоких Т-Р параметрах: эмпирическая модель смешения // Геохимия. 2010. № 5. С.1-10.

## ГЕОЛОГИЯ НЕОАРХЕЙСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА ПРИОНЕЖЬЯ

Матвеева Л.В.<sup>1, 2</sup>, Лобач-Жученко С.Б.<sup>2</sup>, Чекулаев В.П.<sup>2</sup>, Арестова Н.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, ml38@mail.ru

<sup>2</sup> ИГД РАН, Санкт-Петербург, Россия

## GEOLOGY OF NEOARCHAEOAN GRANULITE-FACIES METAMORPHISM IN PRIONEZHYE

Matveyeva L.V.<sup>1, 2</sup>, Lobach-Zhuchenko S.B.<sup>2</sup>, Chekulaev V.P.<sup>2</sup>, Arestova N.A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> St.Petersburg State University, St.Petersburg, Russia, ml38@mail.ru

<sup>2</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia

Неоархейский гранулитовый метаморфизм в Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области проявлен локально и установлен в Северной и Центральной Финляндии (районы Пудасъярви и Варпайсъярви), в Западной Карелии (пос. Вокнаволоок и оз. Тулос), в Юго-Восточной Карелии (Прионежье и р. Винела).

В Прионежье породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, развиты на побережье и островах Онежского озера в районе пос. Шальский.

В строении района преобладают породы ТТГ ассоциации (тоналиты, трондьемиты, мигматиты) и граниты, содержащие многочисленные включения гнейсов, диоритов, амфиболитов, пироксеновых кристаллосланцев, корундсодержащих пород. Часть включений гнейсов и амфиболитов представляют, по-видимому, метаморфизованные реликты пород зеленокаменных поясов. Включения пироксеновых сланцев, судя по их геологическим характеристикам, являются фрагментами даек.

На острове Большие Гольцы наблюдается замещение среднезернистых тоналитов более крупнозернистыми и более лейкократовыми тоналит-трондьемитами. Тоналиты состоят из антипертитового плагиоклаза, кварца, ортоклаза, темно-бурого или красно-бурого биотита, содержащего 4-5 %  $TiO_2$  и вторичного бесцветного амфибола, вероятно, заместившего ортопироксен, который присутствует в тяжелой фракции. Химический состав тоналитов:  $SiO_2$  65.0-69.5;  $TiO_2$  0.3-0.6;  $Al_2O_3$  15.2-17.2;  $FeO$  2.5-4.88;  $MgO$  1.0-1.8;  $CaO$  1.3-4.2;  $Na_2O$  3.1-4.8;  $K_2O$  0.6-1.4;  $P_2O_5$  0.08-0.23. Тоналит-трондьемиты – это крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из плагиоклаза, кварца, биотита, иногда присутствуют амфибол (роговая обманка) и единичные зёрна калиевого полевого шпата (ортоклаз). Вариации главных элементов в составе тоналит-трондьемитов:  $SiO_2$  67.5-76.1;  $TiO_2$  0.48-0.06;  $Al_2O_3$  13.6-16.8;  $FeO$  0.8-3.5;  $MgO$  0.4-1.9;  $CaO$  2.6-3.6;  $Na_2O$  4.0-4.7;  $K_2O$  1.1-2.2;  $P_2O_5$  0.04-0.1.

Сравнение составов пород показывает, что при перекристаллизации происходят изменения, выражающиеся в увеличении степени лейкократовости породы, в увеличении содержания  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и уменьшении  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$ .

Сходные изменения имеют место во фрагментах мафической дайки, расположенной среди гранитоидов (обн.20, остров Большие Гольцы). Центральные части фрагментов сложены роговой обманкой, ортопироксеном, плагиоклазом, клинопироксеном и биотитом. Каждый фрагмент имеет кайму, сложенную плагиоклазом, ортопироксеном, биотитом и кварцем. Эти минералогические изменения отражаются в изменении химизма: в каймах увеличивается содержание  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ , уменьшается  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Y$ .

Эти геологические и петрографические данные позволяют установить следующую последовательность образования пород: становление тоналитов, внедрение мафитовых даек, образование тоналит-трондьемитов.

Составы минералов тоналитов соответствуют высокотемпературной амфиболитовой фации, для фрагментов мафитов гранулитовой фации. Образование тоналит-трондьемитов и широкое развитие мигматитов с лейкосомой двуполевошпатового гранита происходило при переходе к амфиболитовой фации.

Для данных пород получены следующие возрастные данные (SHRIMP II). Цирконы тоналита (обр.802/1) дают 2 значения возраста: конкордантный возраст  $2844 \pm 24$ , а по пересечению конкордии-  $2850 \pm$



74 (скво=0) и более молодой как конкордантный, так и по пересечению конкордии-  $2717 \pm 8$ , (скво=0.79). Возможно, что зерна с возрастом 2.85 млрд лет представляют собой ксенокристы. Значение 2.72 млрд лет близко к возрасту плагиомикроклиновых гранитов Водлозерского домена [2]. Возраст циркона из фрагмента дайки (обр. 20), сложенной гранулитовой ассоциацией Орх+ Срх+ Bt+Pl, определен ранее по навеске зерен, равным  $2650 \pm 50$  млн лет [1].

Дайка метагбронорита, расположенная к северу от пос. Шальский, имеет возраст  $2608 \pm 56$  млн лет, определенный по минеральной изохроне Sm-Nd методом [3].

Таким образом, проявление метаморфизма, приведшего к образованию гранулитовых ассоциаций в основных породах, было кратковременным событием, практически одновременным с внедрением субщелочных мафических даек, реликты которых присутствуют в тоналит-трондjemитах. Влияние гранулитового метаморфизма на вмещающие гранитоиды, вероятно, не привело к образованию пироксеносодержащих гранулитовых ассоциаций, хотя не исключено, что пироксен был замещен в результате последующего процесса, связанного с формированием двуполевошпатовых гранитов. По-видимому, прогрев ТТГ, связанный с внедрением мафитовых даек, сказался на повышенном содержании  $TiO_2$  в биотитах и появлении антипертитового плагиоклаза. Верхняя возрастная граница этих процессов определяется временем внедрения дайки габбро-норита.

Neoarchaeal granulite-facies metamorphism in the Fenno-Karelian granite-greenstone domain manifests itself locally and has been documented from North and Central Finland (Pudasjarvi and Varpaisjarvi areas), from West Karelia (Voknavolok and Lake Tulos) and from Southeast Karelia (Prionezhye and River Vinela)..

In Prionezhye, rocks metamorphosed to granulite grade occur on the shore and islands of Lake Onega near the Town of Shalsky.

Structurally, the area is dominated by TTG-rocks (tonalites, trondjemites and migmatites) and granites containing abundant inclusions of gneisses, diorites, amphibolites, pyroxene schists and corundum-bearing rocks. Some of gneiss and amphibolite inclusions seem to be represented by metamorphosed relics of greenstone belt rocks. Pyroxene schist inclusions are dyke fragments, as shown by their geological characteristics.

On Bolshye Goltsy Island, medium-grained tonalities are replaced by coarser-grained, more leucocratic tonalite-trondjemites. Tonalites consist of antiperthitic plagioclase, quartz, orthoclase, dark-brown or red-brown biotite containing 4-5 %  $TiO_2$  and secondary colourless amphibole, which seems to have replaced orthopyroxene present in a heavy fraction. The chemical composition of tonalities is:  $SiO_2$  65.0-69.5;  $TiO_2$  0.3-0.6;  $Al_2O_3$  15.2-17.2; FeO 2.5-4.88; MgO 1.0-1.8; CaO 1.3-4.2;  $Na_2O$  3.1-4.8;  $K_2O$  0.6-1.4;  $P_2O_5$  0.08-0.23. Tonalite-trondjemites are coarse-grained rocks with a hypidiomorphic-granular structure, consisting of plagioclase, quartz and biotite; amphibole (hornblende) and scarce K-feldspar (orthoclase) grains are occasionally encountered. Major element concentrations in tonalite-trondjemites vary as follows:  $SiO_2$  67.5-76.1;  $TiO_2$  0.48-0.06;  $Al_2O_3$  13.6-16.8; FeO 0.8-3.5; MgO 0.4-1.9; CaO 2.6-3.6;  $Na_2O$  4.0-4.7;  $K_2O$  1.1-2.2;  $P_2O_5$  0.04-0.1.

Comparison of rock compositions shows that the rock becomes more leucocratic,  $SiO_2$  and  $K_2O$  concentrations rise and  $Al_2O_3$  and  $P_2O_5$  concentrations decline upon recrystallization

Similar variations are observed in fragments of a mafic dyke occurring among granitoids (outcrop 20, Bolshye Goltsy Island). The central portions of the fragments consist of hornblende, orthopyroxene, plagioclase, clinopyroxene and biotite. Each fragment has a rim composed of plagioclase, orthopyroxene, biotite and quartz. These mineralogical variations result in altered chemical composition:  $SiO_2$  and  $Na_2O$  concentrations in the rims increase and  $TiO_2$ , CaO, MgO and Y concentrations decrease.

These geological and petrographic data show that the rocks were formed in the following order: tonalite formation, intrusion of mafic dykes, tonalite-trondjemite formation.

The mineral compositions of tonalities are consistent with high-temperature amphibolite facies and those of mafic rock fragments with granulite facies. Tonalite-trondjemites were formed and migmatites with bifeldspar granite leucosome became abundant upon transition to amphibolite facies.

The ages estimated for the above rocks (SHRIMP-II) are as follows. Zircons from tonalite (sample 802/1) give two age values: a concordant age of  $2844 \pm 24$  and a concordia intersection age of  $2850 \pm 74$  (MSWD=0) and a younger concordant and concordia intersection age of  $2717 \pm 8$ , (MSWD=0.79). Grains dated at 2.85 Ga are probably xenocrysts. The age 2.72 Ga is close to the age of plagioclase granites from the Vodlozero domain [2]. The age of zircon from a dyke fragment (sample 20), consisting of the granulite assemblage Opx+ Cpx+ Bt+Pl, was estimated earlier from a weighted portion of grains at  $2650 \pm 50$  Ma [1].

A metagabbro-norite dyke, located north of the Town of Shalsky, has a Sm-Nd age of  $2608 \pm 56$  Ma estimated from a mineral isochrone [3].

To sum up, metamorphism which resulted in the formation of granulite assemblages in mafic rocks was a short-time event that occurred simultaneously with the intrusion of subalkaline mafic dykes, relics of which are present in tonalite-trondhjemites. The effect of granulite-facies metamorphism on host granitoids probably did not result in the formation of pyroxene-bearing granulite assemblages, although pyroxene might have been replaced as a result of a subsequent process associated with the formation of bifeldspar granites. The heating of TTG, related to the intrusion of mafic dykes, seems to have led to increased  $\text{TiO}_2$  concentration in biotites and the appearance of antiperthitic plagioclase. The upper age boundary of these processes depends on the time of intrusion of the gabbro-norite dyke.

#### Литература – References

1. Байкова В.С., Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А. и др. // ДАН СССР. 1984. Т. 277. № 2. С. 442-444.
2. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В. и др. // Ранний докембрий Балтийского щита. С.-Петербург. «Наука». 2005. С. 343-395.
3. Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., Arestova N.A., Kovalenko A.V. Early Paleoproterozoic-Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield- new paleomagnetic, isotope age and geochemical investigation // Precambrian Res. 2006. V. 144. P.239-260.

### ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ САЛМИНСКИХ ЭКЛОГИТОВ

Мельник А.Е.<sup>1</sup>, Березин А.В.<sup>2</sup>, Скублов С.Г.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> СПГГИ(ТУ), Санкт-Петербург, Россия, meliks1@yandex.ru

<sup>2</sup> ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия

### GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ROCK-FORMING AND ACCESSORY MINERALS FROM SALMI ECLOGITES

Melnik A.E.<sup>1</sup>, Berezin A.V.<sup>2</sup>, Skublov S.G.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> SPGGI(TU), St.Petersburg, Russia, meliks1@yandex.ru

<sup>2</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia

Детальные геологические работы проводились в 2009 г. в Енском сегменте БПП в пределах месторождения керамических пегматитов Куру-Ваара, где ТТ-гнейсы с заключенными в них телами эклогитов секутся многочисленными пегматитовыми жилами. Для исследований были выбраны наименее измененные Grt-Cpx породы двух типов: 1) массивные эклогиты, состоящие из порфировластов граната в среднезернистой матрице омфацита, замещенного симплектитом клинопироксена и плагиоклаза, в которых вокруг порфировластов граната наблюдаются амфибол-плагиоклазовые каймы (обр. 46); 2) эклогитоподобные крупнозернистые прослои (мощностью до 20 см), гранат-авгитового с амфиболом состава, из высокомагнезиальных метаультрабазитов (обр. 21).

Характер распределения REE и редких элементов в гранатах, клинопироксенах и амфиболах из эклогитов исследовался на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН).

Гранаты из массивных эклогитов (обр. 46) представляют собой изометричные зерна до 3-5 мм в диаметре. В них наблюдается проградная зональность, что проявляется в увеличении пиропового (Prp) минала от 32-33 до 45-47 % при одновременном уменьшении альмандинового (Alm) и спессартинового (Sps) миналов от центра к краю зерен. По редким элементам гранаты из обр. 46, как правило, гомогенны. По распределению HREE и Y в гранатах отсутствует явная зональность, что объясняется их относительной инертностью в условиях эклогитовой фации [1].

Гранаты из эклогитоподобных Grt-Aug-клинопироксенитов (обр. 21) ксеноморфны или, редко, изометричной формы до 1-2 мм в поперечнике. Они гомогенны, либо проявляют ретроградную зональность по главным элементам с уменьшением Prp от 37 % до 30 % от центра к краю. Обратная зональность подтверждается редкими элементами: происходит увеличение от центра к краю зерна граната содержания Y (от 29 до 80 ppm) и Sr (от 1000 до 3235 ppm), что является индикатором уменьшения температуры при наложенном регрессив-

ном метаморфизме. Это подтверждается увеличением содержания HREE от центра к краю зерна граната примерно в три раза (от 11 до 34 ppm).

Все проанализированные гранаты характеризуются типичным для высококальциевых гранатов высокотемпературных фаций метаморфизма спектром распределения REE с сильной дифференциацией от легких к тяжелым REE, отсутствием отрицательной Eu-аномалии.

В эклогитах по базитам (обр. 46) метаморфический клинопироксен представлен двумя генерациями: ранней, сохранившейся в реликтах, и поздней генерацией - в симплектитовых сростках с плагиоклазом и, реже, с плагиоклазом и роговой обманкой. Первичный клинопироксен содержит до 28 % и более жадеитового (Jd) минала, характеризуется  $\#mg$  0.87-0.88. Вторичный клинопироксен содержит не более 9 % Jd при той же магнезиальности; несколько увеличивается содержание Ti, Nb, Y, дефицит которых в первичном клинопироксене объясняется совместной кристаллизацией с рутилом (Ti и Nb) и гранатом (Y). Для первичного клинопироксена характерна положительная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^*$  до 1.54), свидетельствующая о кристаллизации в отсутствие плагиоклаза. Клинопироксен из симплектитов отличается повышенным содержанием HREE (в разы) и LREE (на порядок) при отсутствии положительной Eu-аномалии (рис. 1).

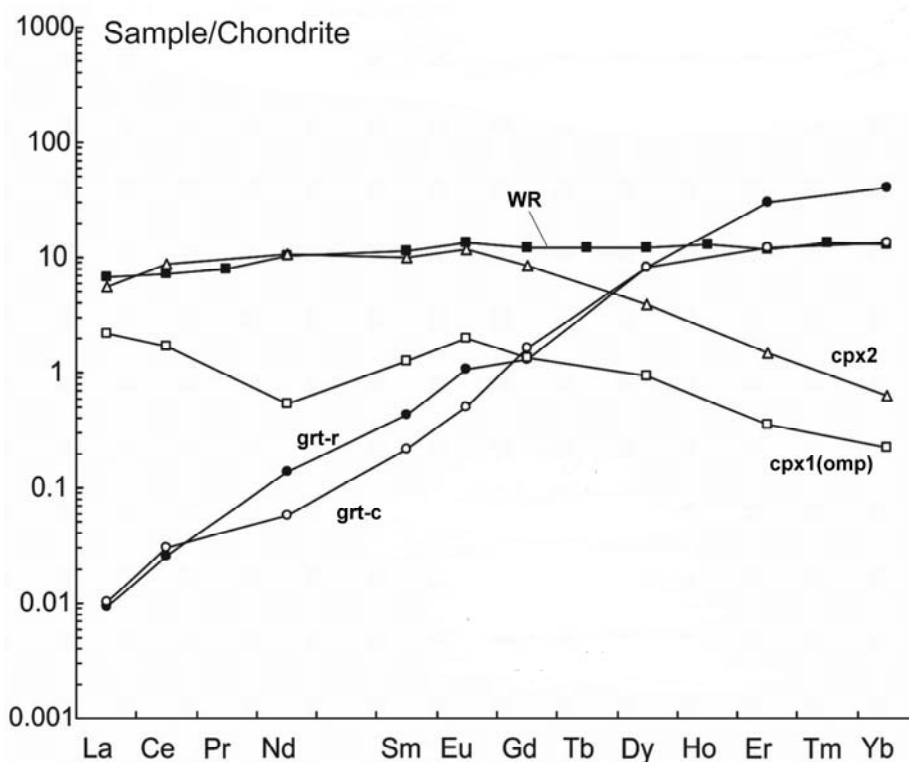


Рис. 1. Спектры распределения REE в гранатах, клинопироксенах из эклогитов и породе в целом (обр. 46).

Fig. 1. REE patterns in garnets and clinopyroxenes from eclogite and whole rock (sample 46)

Клинопироксен из эклогитоподобных Grt-Aug-клинопироксенитовых прослоев в метаультрабазитах отличается более высокой магнезиальностью ( $\#mg$  достигает 0.91), содержание Jd не превышает 6 %. Такое низкое содержание Jd может быть объяснено влиянием валового состава породы – метаультрабазита, в котором содержание Na в несколько раз ниже, чем в эклогитизированном метабазите. Повышенное содержание LREE и Sr связано с отсутствием их минералов-концентраторов (в основном, плагиоклаза).

Амфиболы из эклогитов являются роговыми обманками - магнезиогорнблендами по классификации [3]. Пониженное содержание Ti и Nb в амфиболах из массивных эклогитов (обр. 46) является следствием совместной кристаллизации с рутилом. Четко выраженная положительная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^*$  до 3.7) в первичных амфиболах из массивных эклогитов (обр. 46) указывает на кристаллизацию при отсутствии плагиоклаза.

Роговые обманки из эклогитоподобных Grt-клинопироксенитовых прослоев (обр. 21) образовались за счет клинопироксенов, на это указывает подобие спектров распределения REE при более высоком уровне распределения REE в амфиболах.

Геохронологическое исследование цирконов из салминских эклогитов было проведено U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ).

Зерна цирконов из массивных эклогитов (обр. 46) в основном бесцветны, с округлыми границами, размером до 100 мкм в поперечнике. Цирконы в CL, как правило, обнаруживают зональность, проявляющуюся в почти черной ядерной части зерен и светло-серой кайме (до 30 мкм). В светло-серых каймах и в схожих с ними в CL практически однородных зернах распространены микровключения кварца и цоизита (до 10 мкм в поперечнике). Зональность цирконов в CL подтверждается разными геохимическими характеристиками доменов циркона (рис. 2). Центральные части имеют повышенное Th/U отношение (0.7-1.0), резко дифференцированное распределение REE с увеличением от легких к тяжелым REE, четко выраженные положительную Ce- и отрицательную Eu-аномалии, что соответствует характеристике магматических цирконов. Низкие содержания Hf (до 5500 ppm) и Li (до 8 ppm), характерные для цирконов из базитов, а также повторяемость спектров распределения REE указывают на то, что центральные (почти черные в CL) части цирконов – реликтовые зерна эклогитового протолита базитового состава.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста почти всех центральных частей циркона попадают в узкий интервал 2895-2897 млн. лет.

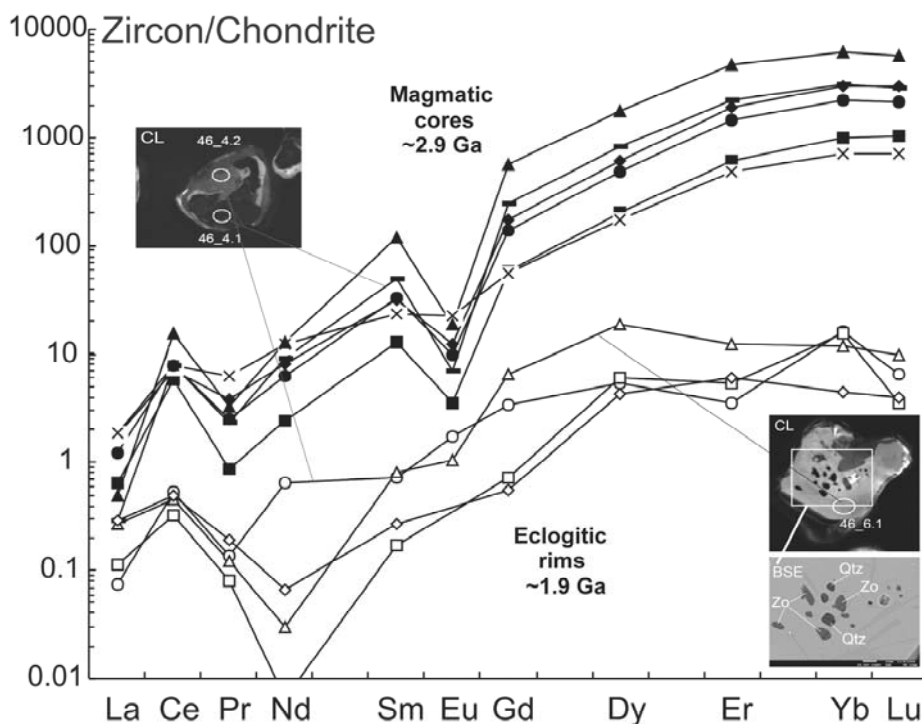


Рис. 2. Спектры распределения REE в цирконах из эклогитов (обр. 46).

Fig. 2. REE patterns in zircons from eclogite (sample 46).

Светлые в CL оторочки и зерна цирконов отличаются от центральных частей аномально низкими содержаниями Th (менее 1 ppm) и Th/U отношением (на уровне 0.0n), понижением общего содержания REE более чем на три порядка (до 10 ppm), редуцированными Ce- и Eu-аномалиями. Помимо этого наблюдается плоский профиль распределения тяжелых РЗЭ на уровне 5-10 хондритовых отношений и трогообразным профилем распределения легких REE с появлением отрицательной Nd-аномалии. Данные геохимические особенности характерны для цирконов из эклогитов различных регионов мира.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста светло-серых оторочек и зерен варьируют от 1822 до 1892 с большими погрешностями [2].

В эклогитизированном метавулканике (обр. 21) зерна цирконов прозрачны, не содержат включений, имеют округлую форму и размер до 50 мкм в поперечнике. Они, как правило, однородные в CL, черные, редко с моза-





ично-пятнистой структурой центральной части. Цирконы имеют низкое Th/U отношение (0.1-0.2), и низкое содержание Th (в среднем, около 2 ppm). В них высокое (больше чем в цирконах из магматических пород) содержание Hf (7000-9500 ppm). По этим геохимическим характеристикам данные цирконы сходны с экологитовыми доменами цирконов из обр. 46.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста этих цирконов находятся в диапазоне 1894-1931 млн. лет со средним значением 1910 млн. лет, для четырех точек был рассчитан конкордантный возраст  $1907 \pm 11$  млн. лет.

In 2009, detailed geological study was conducted in the Yensky segment of the Belomorian mobile belt (SMB) at the Kuru-Vaara ceramic pegmatite deposit, where TT-gneisses that host eclogite bodies are cut by numerous pegmatite veins. The least altered Grt-Cpx rocks of two types were selected for examination: 1) massive eclogites consisting of garnet porphyroblasts in a medium-grained omphacite matrix replaced by clinopyroxene and plagioclase symplectites, in which the garnet porphyroblasts are surrounded by amphibole-plagioclase rims (sample 46); 2) coarse-grained eclogite-like interbeds (up to 20 cm thick) of garnet-augite composition with amphibole from high-Mg metaultrabasic rocks (sample 21).

The REE and rare element distribution patterns in garnets, clinopyroxenes and amphiboles from eclogites were analyzed on a Cameca IMS-4f ion microprobe (YF FTIAN).

Garnets from massive eclogites (sample 46) occur as isometric grains, up to 3-5 mm in diameter. They show prograde zonation, as indicated by an increase in pyrope (Prp) minal from 32-33 to 45-47 % paralleled by a decrease in almandine (Alm) and spessartine (Sps) minals from the centre to the margin of grains. Garnets from sample 46 are commonly homogeneous in rare elements. The HREE and Y distributions in garnet do not exhibit well-defined zonation, because they are relatively inert under eclogite-facies conditions [1].

Garnets from eclogite-like Grt-Aug-clinopyroxenes (sample 21), up to 1-2 mm across, are either xenomorphic or (less commonly) isometric. They are either homogeneous or display retrograde zonation for major elements with a decline in Prp from 37 % to 30 % from the centre to the margin. Reverse zonation is supported by rare elements: Y concentration rises from the 29 to 80 ppm and Cr concentration increases from 1000 to 3235 ppm from the centre to the margin of a garnet grain, indicating a decline in temperature upon multiple regressive metamorphism. This is supported by a rise in HREE concentration from 11 to 34 ppm from the centre to the margin of a garnet grain.

All of the garnets analyzed show a REE distribution spectrum with strong differentiation from light to heavy REE and the absence of negative Eu anomaly typical of high-Ca garnets metamorphosed at high temperatures.

In eclogites after basic rocks (sample 46) metamorphic clinopyroxene is represented by two generations: 1) an early generation preserved in relics and 2) a late generation occurring in symplectite intergrowths with plagioclase and (less commonly) with plagioclase plus hornblende. Primary clinopyroxene contains at least 28 % jadeite (Jd) minal and has #mg 0.87-0.88. Secondary clinopyroxene carries not more than 9 % Jd and has the same Mg content; the percentages of Ti, Nb and Y, whose deficit in primary clinopyroxene is due to their crystallization together with rutile (Ti and Nb) and garnet (Y), increase slightly. Primary clinopyroxene typically shows Eu-anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  up to 1.54) indicating crystallization in the absence of plagioclase. Clinopyroxene from symplectites has much higher HREE (multifold) and LREE (by one order of magnitude) concentrations and no positive Eu-anomaly (Fig 1).

Clinopyroxene from eclogite-like Grt-Aug-clinopyroxene interbeds in metaultraproxenite interbeds in metaultrabasic rocks is richer in Mg (#mg is up to 0.91), while its Jd content is not more than 6 %. Such a low percentage of Jd could be due to the effect of the bulk composition of the rock (metaultrabasic rock), whose Na content is several times lower than that of eclogitized metabasic rock. Elevated LREE and Sr concentrations are due to the absence of their concentrating minerals (mainly plagioclase).

According to classification [3], amphiboles from eclogites are hornblende- magnesiohornblende [3]. The low Ti and Nb content of amphiboles from massive eclogites (sample 46) results from combined crystallization with rutile. Well-defined positive Eu-anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  up to 3.7) in primary amphiboles from massive eclogites (sample 46) is indicative of crystallization in the absence of plagioclase.

Hornblende from eclogite-like Grt-clinopyroxenite interbeds (sample 21) were formed after clinopyroxenes, as shown by the similarity of REE distribution spectra at a higher REE distribution level in amphiboles.

The geochronological study of zircons from Salmi eclogites was carried out using the U-Pb method on a SHRIMP-II ion microprobe at the VSEGEI Centre for Isotopic Study.

Most zircon grains from massive eclogites (sample 46) are colourless, with rounded boundaries, up to 100  $\mu\text{m}$  across. Zircons in CL commonly show zonation indicated by the almost black-coloured core of the grains and a light-grey rim (up to 30  $\mu\text{m}$ ). Quartz and zoisite grains, up to 10  $\mu\text{m}$  across, are widespread in light-grey rims and in similar, practically homogeneous grains in CL. The zonation of zircons in CL is supported by the different geochemical characteristics of zircon domains (Fig. 2). The central portions have an elevated Th/U ratio (0.7-1.0), a highly differentiated REE distribution with a rise from light to heavy REE, a well-defined positive Ce- anomaly and a negative

Eu-anomaly, which is consistent with the characteristics of magmatic zircons. Low Hf (up to 5500 ppm) and Li (up to 8 ppm) concentrations, typical of zircons from basic rocks, and the replication of REE distribution spectra indicate that the central (almost black in CL) portions of zircons are relict eclogitic protolith grains of basic composition. The  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages of almost all the central portions of zircon are in a narrow interval, 2895-2897 Ma.

The rims and grains of zircon, light in CL, differ from the central portions in anomalously low Th concentration (less than 1 ppm) and Th/U ratio (about 0.0n), a decrease in total REE concentration by over three orders of magnitude (to 10 ppm) and reduced Ce- and Eu-anomalies. Furthermore, a flat HREE distribution pattern at a level of 5-10 chondrite ratios and a trough-shaped LREE distribution pattern with a negative Nd-anomaly are observed. These geochemical characteristics are typical of zircons from eclogites from various parts of the world. The  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages of light-grey rims and grains vary from 1822 to 1892 Ma with great errors [2].

In eclogitized metaultrabasic rock (sample 21) zircon grains are transparent, contain no inclusions, are rounded in shape and are up to 50  $\mu\text{m}$  across. They are normally homogeneous in CL, are black-coloured and seldom show a mosaic-mottled structure in the central portion. Zircons exhibit a low Th/U ratio (0.1-0.2) and a low Th concentration (about 2 ppm on the average). Their Hf content is higher (7000-9500 ppm) than that of zircons from igneous rocks. These zircons are similar in the above geochemical characteristics to the eclogitic domains of zircons from sample 46. The  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages of these zircons range from 1894 to 1931 Ma with an average value of 1910 Ma; a concordant age of  $1907 \pm 11$  Ma was calculated for four points.

#### Литература - References

1. Гильберт А.Э., Шацкий В.С., Козьменко О.А. и др. Геохимические особенности эклогитов некоторых метаморфических комплексов СССР // Доклады АН СССР. 1988. Т. 302. № 1. С. 181-183.
2. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б. и др. U-Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Доклады АН. 2010. Т. 432. № 5. С. 668-675.
3. Leake B.E. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Can. Mineral. 1997. V. 35. P. 219-246.

### ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ, МЕТАМОРФИЗМА И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

Минц М.В., Конилов А.Н., Филиппова И.Б.

ГИН РАН, Москва, Россия, michael-mints@yandex.ru

### GRANULITE-GNEISS COMPLEXES OF THE EAST EUROPEAN CRATON: TECTONIC POSITION, GEODYNAMIC SETTINGS OF THE PROTHOLITH ORIGIN, METAMORPHISM AND TECTONIC STRUCTURE DEVELOPING

Mints, M.V., Konilov, A.N., Philippova, I.B.

Geological Institute of the RAS, Moscow, Russia, michael-mints@yandex.ru

Раннедокембрийские гранулит-гнейсовые комплексы (ГГК) Восточно-Европейского кратона (ВЕК) участвуют в строении обширных ареалов внутриконтинентального магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма (рис.1 и 2). В докладе рассмотрены ГГК Восточно-Европейского кратона, включая Украинский щит.

**Мезоархей.** Наиболее ранний ГГК в пределах рассматриваемой территории, слагающий *Курско-Бесединский ареал* длиной 200 км при ширине 35 км, датирован 2.85-2.82 млрд лет [4].

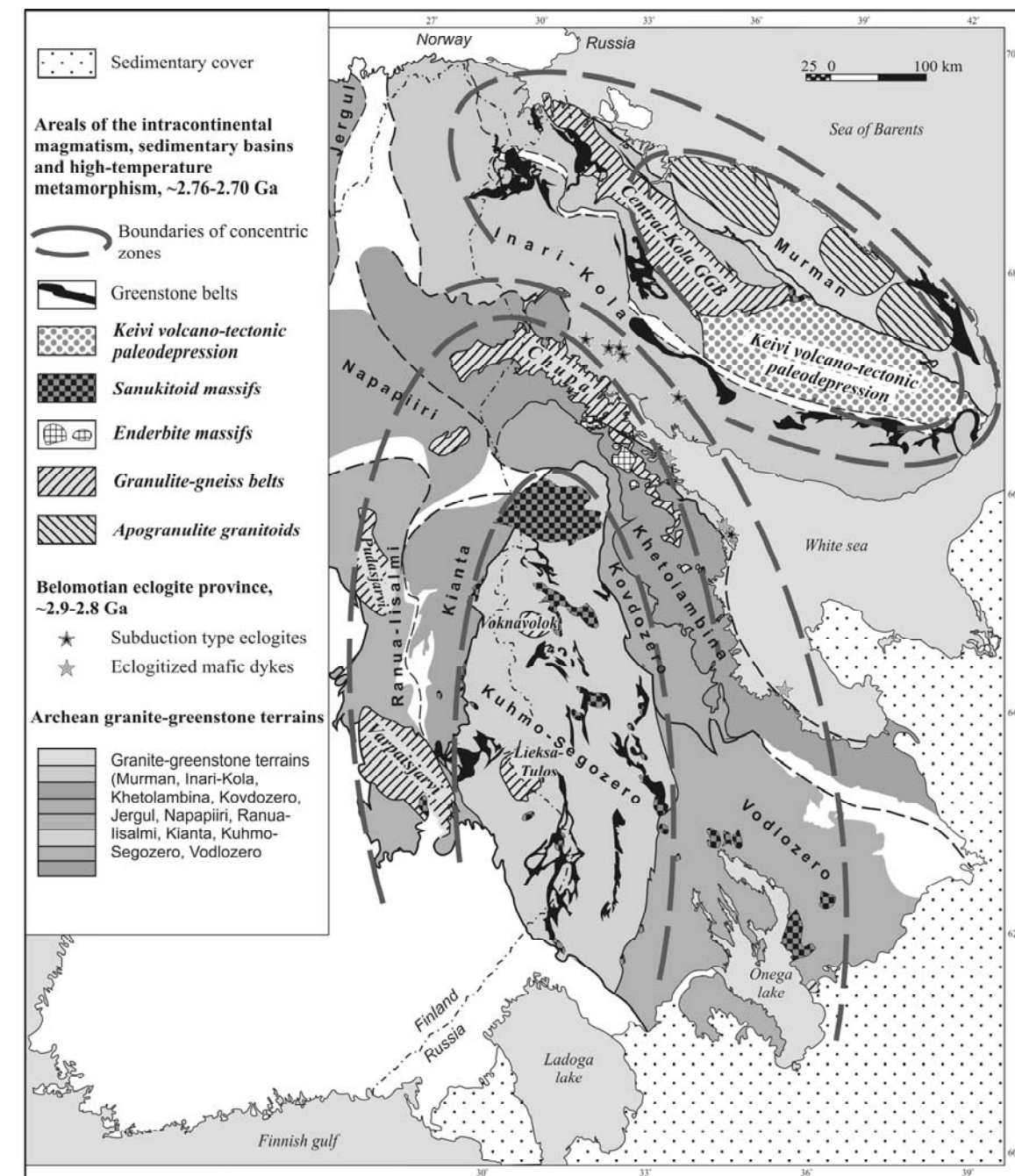
**Неоархей.** *Кольский ареал* (600 км x 200 км) включает зеленокаменные пояса Инари-Кольской ГЗО, синформный Центральнo-Кольский ГГК, Кейвскую вулканo-тектоническую палеодепрессию, апогранулитовые гранитоиды Мурманского массива и несколько тел санукитоидов. Пики термальной активности приходятся на 2.79-2.71 и 2.67-2.63 млрд лет. *Карело-Беломорский ареал* овально-концентрического строения (700 км x 350 км) в процессе своего формирования быстро расширялся: 2.76-2.72 млрд лет – ранние проявления тектоно-магматической и термальной активности в центре ареала (зеленокаменные пояса внутренней области Карельского кратона, гранулитовые комплексы Вокнаволок и Лиекса-Гулос, массивы санукитоидов); 2.74-2.70 млрд лет – гранулит-гнейсовые пояса в

пределах обрамляющей кратон дугообразной зоны протяженностью около 800 км (синформные пояса – Варпаисъярви и Нотозеро-Чупа и пояса неустановленной морфологии – Пудасъярви и Онежский); 2.72-2.70 млрд лет – гранулитовый метаморфизм и тела санукитоидов, спорадически распределенные во внешней зоне ареала; 2.69-2.58 млрд лет – «молодые» гранитоиды и локальные проявления гранулитового метаморфизма. В строении **Волго-Уральского гранулитогнейсового ареала (Волго-Уральского кратона)** главную роль играют овоиды – чашеобразные блоки земной коры, 300-600 км в поперечнике с основанием на уровне коро-мантийного раздела. В строении овоидов преобладают мафитовые гранулиты, габброиды, габбро-анортозиты и ультрамафиты. Размещенные в межовоидном пространстве удлинено-овальные синформы длиной от 200 до 400 км выполнены метаосадочными гранулитами при участии мафитовых разностей. Протолиты, датированные интервалом от 3.4-3.2 до 3.1-3.0 млрд. лет, испытали гранулитовый метаморфизм и последовавшую ретрогрессию 2.74-2.70 и 2.62-2.59 млрд лет назад [3].



**Рис. 1.** Архейские и палеопротерозойские гранулитогнейсовые комплексы Восточно-Европейского кратона. Пунктирными овалами обозначены гранулитогнейсовые овоиды Волго-Уралии и ареалы внутриконтинентального магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма, представленные на рис. 2 (территория Украинского щита не показана). По [3] с незначительным упрощением.

**Fig. 1.** The Archean and Paleoproterozoic granulite-gneiss complexes of the East European craton. Granulite-gneiss ovoids in Volgo-Uralia and areals of the intracontinental magmatism, sedimentation and high-temperature metamorphism (see Fig.2) are drown as dotted ovals (Ukranian shield is not shown). Simplified after [3].



**Рис. 2.** Неоархейские ареалы внутриконтинентального магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма в северо-восточной части Восточно-Европейского кратона (восток Фенноскандинавского щита).

**Fig. 2.** The Neoproterozoic areas of the intracontinental magmatism, sedimentation and high-temperature metamorphism in the north-eastern part of the East European craton (eastern Fennoscandian shield).

**Палеопротерозойские** гранулитогнейсовые комплексы ВЕК являются одним из главных компонентов внутриконтинентальных коллизионных орогенов (ВКО). **Средне-палеопротерозойский Брянск-Курск-Воронежский ВКО** включает орогены второго порядка, в строении которых участвуют гранулитогнейсовые комплексы. Кулажский гнейсовый пояс на западе орогена имеет протяженность 300 км при ширине около 200 км. Возраст гранулитового метаморфизма – 2.13-2.05 млрд лет [7]), тогда как протоли-

ты формировались значительно раньше – 2.95-2.56 млрд лет [5]. Расположенный восточнее *Брянский ГТП* имеет протяженность 300 км и ширину около 50 км. Для *Воронцовского чешуйчато-надвигового пояса* в составе Восточно-Воронежского ВКО второго порядка, образованного терригенными, вулканомиктовыми и туфогенными осадками, характерна метаморфическая зональность типатермальных «куполов» [6]. В высокотемпературных зонах сланцы переходят в гранулитогнейсы. Верхняя граница осадконакопления – 2.13 млрд лет [1], высокотемпературный метаморфизм датирован 2.10 млрд лет, внедрение коллизионных гранитов – 2.02 млрд лет. Поздне-палеопротерозойские ГТП сосредоточены в пределах дугообразного *Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского ВКО* длиной 3500 км при ширине 400 км. Пояса протяженностью от 400 до 1200 км при ширине от 40-80 до 170 км преимущественно распределены в осевой области орогена (Лапландский, Колвица-Умбинский, Соловецкий, Лежско-Гривинский, Кашино-Дьяконовский, Дмитрово-Галичский, Зубцовский, Старая Русса – Южнофинляндский, Белорусско-Прибалтийский, Западнолитовский, Витебский пояса).

Заложение орогена 2.53-2.42 назад в условиях растяжения и прогибания коры сопровождалось формированием крупной изверженной провинции (габбро-анортозиты, расслоенные мафит-ультрамафиты, чарнокиты, контрастный вулканизм), возникновением и быстрым заполнением внутриконтинентальных впадин, гранулитовым метаморфизмом архейского основания и палеопротерозойского выполнения впадин. При реактивизации орогена 2.11-1.92 млрд лет назад возобновилось быстрое прогибание бассейнов, стремительно заполнявшихся осадочным, эффузивным и пирокластическим материалом преимущественно ювенильного происхождения, который вскоре подвергался гранулитовому метаморфизму. В результате коллизионных процессов 1.93-1.86 млрд лет назад на месте депрессий возникли синформные ансамбли гранулитогнейсовых поясов.

**Параметры метаморфизма** пород, слагающих гранулитогнейсовые пояса и ареалы ВЕК, превышают 650-700°C при давлениях от 5-6 до 10-12 кбар и могут достигать «сверхвысоких» температур – до 1140 °C. Эти параметры, как и особенности сопутствующих интрузивных образований, отвечают условиям средней и нижней коры. «Внутренний» термический градиент в коре во время гранулитового метаморфизма варьирует от 1.8 до 5°C/км [2, 3]. Ареальный и высокотемпературный характер тектоно-термальных процессов и отчетливая геометризация пространства с выделением концентрически-овальных областей находят наиболее общее объяснение в *модели мантийного плюма*. Ей, в свою очередь, отвечает *модель формирования ГТП во внутренней области континента*, представленная последовательностью событий: прогрев мощных сечений коры за счет мантийных источников тепла (плюмов) → возникновение рифтогенных бассейнов и вулканотектонических депрессий → их заполнение осадками рифтового типа, ювенильными лавами, отложениями пирокластических потоков, продуктами их дезинтеграции и переотложения → высокотемпературный метаморфизм коры, включая выполнение бассейнов и депрессий → расслоение коры и надвигообразование в обстановке коллизии [2].

The Early Precambrian granulite-gneiss complexes (GGC) of the East European craton (EEC) take their part in extensive areals of the intracontinental magmatism, sedimentary basins and high-temperature metamorphism (Fig. 1 and 2). In this paper the EEC area is considered, the Ukrainian Shield excluding.

**Mesoarchean.** Granulite-facies metamorphism within the *Kursk-Besedino areal* 200 km long at width of 35 km was dated at 2.85-2.82 Ga [4].

**Neoarchean.** *Kola areal* (600 km x 200 km) includes greenstone belts of the Inari-Kola GGT, synformal Central-Kola GGC, Keivi volcano-tectonic paleodepression, apogranulitic granitoids of the Murmansk massif and some sanukitoid bodies. Thermal activity peaks are at 2.79-2.71 Ga and 2.67-2.63 Ga. The oval-concentric *Karelian-Belomorian areal* (700 km x 350 km) extended rapidly: 2.76-2.72 Ga – early manifestations of the tectono-magmatic and thermal activities in center of this areal (greenstone belts within interior of the Karelia craton, Voknavolock and Lieksa-Tulos granulite complexes, sanukitoid massifs); 2.74-2.70 Ga – granulite-gneiss belts within the arc-shaped craton bounding zone 800 km in length (Varpaisjärvi and Notozero-Chupa synformal belts, Pudasjärvi and Onega poorly studied belts); 2.72-2.70 Ga – granulite-facies metamorphism and sanukitoid bodies distributed sporadically in the outer zone of the areal; 2.69-2.58 Ga – “young” granitoids and local appearance of a granulite-facies metamorphism. In structure of the *Volgo-Uralia granulite-gneiss areal (Volgo-Uralia craton)* the ovoids play the main role (ovoids are bowl-shaped crustal blocks 300-600 km across and with its bottom at crust-mantle boundary). Ovoids are built mainly by mafic granulites with inclusions of gabbro, gabbro-anorthosite and ultramafics. Lengthened oval synforms (200-400 km long) emplaced in the interovoid realm are filled by metasedimentary granulites with subordinate mafic varieties. The protholiths dated from 3.4-3.2 to 3.1-3.0 Ga underwent granulite-facies metamorphism and following retrogression 2.74-2.70 and 2.62-2.59 Ga ago [3].

**Paleoproterozoic.** The granulite-gneiss complexes are one of the main components of the Paleoproterozoic intracontinental collision orogens (ICCO) of the EEC. *The mid-Paleoproterozoic Bryansk-Kursk-Voronezh ICCO* includes three second order orogens, some of which includes granulite-gneiss complexes. *Kulazhino gneiss belt* in the western part of the orogen is 300 km long and around 200 km wide. An age of the granulite-facies metamorphism is 2.13-2.05 Ga [7], as the protholiths have been formed significantly earlier, at 2.95-2.56 Ga [5]. *Bryansk GGB* westward from Kulazhino belt is 300 km long and 50 km wide. Within *Vorontsov imbricated thrust belt* that is a part of East Voronezh second order orogen formed with terrigenous, volcanomictic and tuffaceous sediments the metamorphic zoning of the thermal domes type can be observed [6]. Within high temperature metamorphic zones schists turn into granulite-gneisses. The upper age boundary of sedimentation is 2.13 Ga [1], high-temperature metamorphism was dated at 2.10 Ga and collision granite intrusions occurred 2.02 Ga ago. Late-Paleoproterozoic granulite-gneiss belts are concentrated within the arc-shaped *Lapland-Midrussia-Southbaltia ICCO* 3500 km long and 400 km wide. These belts that are from 400 to 1200 km in length and from 40-80 to 170 km in width are distributed preferentially in the axial area of the orogen (Lapland, Kolvitsa-Umba, Solovetsky, Lezhsko-Grivinsky, Kashino-Diakonovsky, Dmitrovo-Galichsky, Zubtsovsky, Starayarussa-Sothfinland, Belarus-Peribaltian, West-Lithuanian and Vitebsk belts). A creation of the orogen at 2.53-2.42 Ga was accompanied by an origin of the Large Igneous Province (gabbro-anorthosites, layered mafic-ultramafics, charnokites, contrast volcanism), appearance of intracontinental depressions with high-tempo sedimentation, granulite-facies metamorphism of the Archean basement rocks together with the Paleoproterozoic filling of depressions. The fast subsidence of those basins restored 2.11-1.92 Ga ago due to reactivation of the orogen. Basins were filling impetuously by the sediments, effusives and pyroclastics mainly of juvenile provenance. In a short time these rocks underwent granulite-facies metamorphism. As a result of the collision processes 1.93-1.86 Ga ago the above considered depressions were transformed in the synformal ensembles of the granulite-gneiss belts.

**Parameters of metamorphism** of the rocks that form granulite-gneiss belts and areals within EEC exceed 650-700°C and pressures from 5-6 to 10-12 kbar and can reach “ultrahigh-temperature” conditions up to 1140°C. These parameters together with features of accompanying intrusive assemblages are characteristic for mid- and low-crustal levels. “Internal” thermal gradient within the crust during granulite-facies metamorphism vary from 1.8 to 5°C/km [2, 3]. Regional and high-temperature character of the tectonic-thermal processes and specific geometrization of the crustal structures with concentric oval areas can get the most general explanation in *mantle plume model* and in its turn in a model of the GGB formation in the internal areas of continent. This model suggests a succession of specific events: heating of the thick crustal sections by the mantle heat sources (plumes) → origin of the riftogenic basins and volcano-tectonic depressions → filling of depressions by the rift-type sediments, juvenile lavas, pyroclastic flow deposits, products of their disintegration and resedimentation → high-temperature metamorphism of the crust including a filling of the basins and depressions → delaminating of the crust and thrusting in a collision setting [2].

## Литература – References

1. Кременецкий А.А., Ненахов В. М., Скрыбин В.Ю., Полякова Т.Н., Терентьев Р.А., Золотарева Г.С. Воронежская параметрическая скважина: новое в геодинамической модели формирования Воронежского кристаллического массива // Материалы XXXX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2007. С. 112-115.
2. Минц М.В. Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных ороенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника. 2007. № 4. С. 3-29.
3. Минц М.В., Сулейманов А.К. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. – Т. 1, 408 с. Т. 2, 400 с.
4. Пилюгин С.М., Савко К.А., Конилов А.Н. Монацит – ксенотимовая термометрия выкокометаморфизованных гранулитовых комплексов докембрия // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. М.: ООО «Центр информ. технол. в природопользовании». 2009. С. 316-317.
5. Розен О.М., Аббясов А.А., Аксаментова Н.В., Бреданова Н.В., Злобин В.Л., Мигдисов А.А., Сафронов В.Т., Толкачикова А.А., Трусев А.И., Чехович П.А., Ярошевский А.А. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений (Труды ГИН РАН, вып. 569). М.: Научный Мир. 2006. 400 с.
6. Савко К.А., Герасимов В.Ю. Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: ВГУ. 2002. 131 с.
7. Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. 2001. P. 1-18.

# МЕЗО-НЕОАРХЕЙСКАЯ БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ, МЕТАМОРФИЗМА И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

Минц М.В.<sup>1</sup>, Конилов А.Н.<sup>1</sup>, Докукина К.А.<sup>1</sup>, Натапов Л.М.<sup>2</sup>, Белоусова Е.А.<sup>2</sup>, Гриффин У.Л.<sup>2</sup>, О'Рейли С.<sup>2</sup>,  
Каулина Т.В.<sup>3</sup>, Баянова Т.Б.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ГИН РАН, Москва, Россия, michael-mints@yandex.ru

<sup>2</sup> Macquarie University, GEMOC ARC National Key Centre, Sydney, Australia

<sup>3</sup> ГИ КолНЦ РАН, Апатиты, Россия

## THE MESO-NEOARCHEAN BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE: TECTONIC POSITION, GEODYNAMIC SETTINGS OF THE PROTHOLITH ORIGIN, METAMORPHISM AND STRUCTURE CREATION

Mints, M.V.<sup>1</sup>, Konilov, A.N.<sup>1</sup>, Dokukina, K.A.<sup>1</sup>, Natapov, L.M.<sup>2</sup>, Belousova E.A.<sup>2</sup>,  
Griffin, W.L.<sup>2</sup>, O'Reilly, S.<sup>2</sup>, Kaulina, T.V.<sup>3</sup>, Bayanova, T.B.<sup>3</sup>

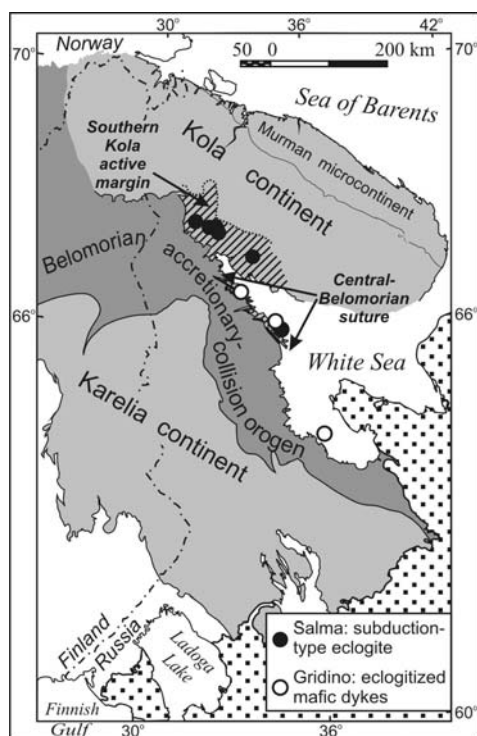
<sup>1</sup> Geological Institute of the RAS, Moscow, Russia, michael-mints@yandex.ru

<sup>2</sup> Macquarie University, GEMOC ARC National Key Centre, Sydney, Australia

<sup>3</sup> Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia

К настоящему времени охарактеризованы главные особенности Беломорской эклогитовой провинции (БЭП) на востоке Фенноскандинавского щита. Однако полученные материалы разными исследователями интерпретируются существенно по-разному. В докладе мы стремимся обосновать модельные представления, сложившиеся у авторского коллектива.

БЭП включает две эклогитовые ассоциации мезо-неоархейского возраста [1, 8]: Салма и Гридино (рис. 1). Салма включает эклогиты, образовавшиеся в связи с субдукцией океанической коры: проявления Узкая и Широкая Салма (Пиренга), Уполакша, Чалма (Куру-Ваара), Хангаз-варака и в районе с. Гридино (на о-ве Столбиха и др.). Эклогиты ассоциации Гридино сформированы при метаморфизме даек габбро и габброноритов, наиболее полно исследованных в составе Гридинского дайкового роя и на островах пролива Красная Губа.



**Рис. 1.** Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция (по [1] с незначительным упрощением).

**Fig. 1.** Meso-Neoarchean Belomorian eclogite province (simplified after [1]).

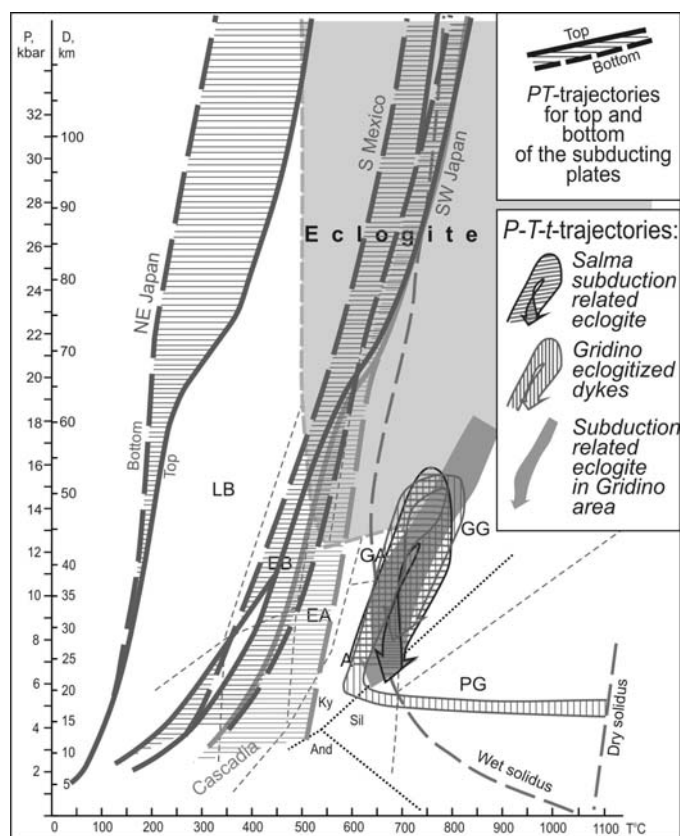
Эклогиты обеих ассоциаций размещены в мигматизированных ТТГ гнейсах керетской толщи. Толща погружается в северо-восточном направлении и подстилается мафитами и ультрамафитами Центрально-Беломорской сутурной зоны [3, 7]. Особенности структурной позиции позволяют рассматривать керетские ТТГ гнейсы в качестве производных мезо-неоархейской активной окраины Кольского палеоконтинента (рис. 1).

**Метаморфизм.** Поразительной особенностью эклогитов является удивительное совпадение Р-Т-траекторий обеих ассоциаций (рис. 2) [2, 5, 6]. Если бы доводы в пользу трехкратного проявления эклогитового метаморфизма в истории БЭП (за время от 2.89 до 2.4-2.3 млрд лет и позднее) были верны, БЭП оказалась бы «трижды уникальной».

**Природа протолитов и структурообразование.** Реконструированный протолит эклогитов Салмы образован переслаивающимися габброноритами, троктолитами и Fe-Ti габбро подобно третьему слою океанской коры медленно-спрединговых хребтов [2, 4, 6]. Эволюция БЭП включала [2, 6]: (1) формирование океанской коры ~2.89 млрд лет назад; (2) погружение океанской коры в зоне субдукции и эклогитовый метаморфизм – между 2.87 и 2.82 млрд лет или незначительно позднее; (3) формирование ассоциации Гридино (внедрение даек в кору активной окраины при погружении спредингового хребта, деламинация и погружение вмещающих дайки коровых пластин, эклогитовый метаморфизм) – около 2.82 и определенно ранее 2.72 млрд лет; (4) растяжение и перемещение эклогитов обеих ассоциаций к более высокому уровню в коре в поле РТ параметров гранулитовой фации – 2.72-2.70 млрд лет; (5) термальное событие, сопровождавшееся ростом высоко-U, высоко-Th цирконов – около 2.4 млрд лет; (6) эксгумацию эклогитовых ассоциаций в связи с завершением поздне-палеопротерозойского тектонического цикла – около 1.9 млрд лет.

**Специфика субдукционных процессов и формирования эклогитов мезо-неоархей.** Обнаружение архейских эклогитов снимает одно из традиционных возражений против субдукции океанской коры в архее, способствует реальной оценке температур в архейской мантии и реконструкции геодинамических обстановок мезо- и неоархей.

1. Температуры океанской коры, поступавшей в зону субдукции, были как минимум на 100–150°C выше, чем в океанской плите Каскадии, которая рассматривается как своеобразный эталон наиболее «теплой» современной субдукции [10] (рис. 2).



**Рис. 2.** *P-T-t* эволюция эклогитов субдукционного происхождения и эклогитизированных даек БЭП в сравнении с моделями *P-T-t* эволюции современных и молодых зон субдукции (с использованием данных из [9, 10]).

Обозначения полей метаморфических фаций по [9]: EB – эпидотовых голубых сланцев, LB – лавсонитовых голубых сланцев, EA – эпидот-амфиболитовая, A – амфиболитовая, GA – гранатовых амфиболитов, PG – пироксеновых гранулитов, GG – гранатовых гранулитов.

**Fig. 2.** *P-T-t* evolution of the BEP subduction type eclogites and eclogitized dykes in comparison with some models of the *P-T-t* evolution of the modern and young subduction zones (data from [9 and 10] have been used).

Metamorphic facies after [9]: EB, epidote – blue schists, LB, lawsonite – blue schists, EA, epidote amphibolite, A, amphibolite, GA, garnet amphibolite, PG, pyroxene granulite, GG, garnet granulite ones.



2. Высокими температурами океанской плиты, погружавшейся в зону субдукции, объясняется феномен полного отсутствия в архейской коре специфических комплексов «эклогитов – голубых сланцев». Как показано на рис. 2,  $PT$ -параметры «направляли субдукцию в обход» низкотемпературных–высокобарических условий, определяющих формирование голубых сланцев, и «проводили» субдуцирующую плиту в поле параметров

эклогитовой фации через условия гранат-амфиболитовой и, возможно, гранат-гранулитовой фаций. Уже на малых глубинах, в пределах  $PT$ -поля гранатовых амфиболитов,  $P$ - $T$ -траектория погружающейся плиты пересекает линию «влажного» солидуса базальта, чем определяется возможность плавления погружающейся плиты прежде, чем она достигнет условий эклогитовой фации. Эти обстоятельства непосредственным образом связаны с особенностями формирования ранней континентальной коры.

3. Полученные оценки  $P$  и  $T$  согласуются с представлениями о повышенном относительно современного уровне температур в архейской мантии. С другой стороны, известно, что в современной Земле наиболее высокие температуры в зонах субдукции достигаются при погружении спредингового хребта. В результате 2D численного моделирования [11] было показано, что специфика термального режима в зоне субдукции определяется скоростью спрединга и скоростью приближения спредингового хребта к зоне субдукции (оставляя за скобками роль мантийного теплового потока и разогрева, вызванного трением).  $PT$ -траектории эволюции эклогитовых ассоциаций Салмы и Гридино оказались идентичными наиболее «горячей» траектории в модели [11], отвечающей минимальному отношению скорости приближения хребта к зоне субдукции и скорости субдукции (0.1), достигаемому при минимальной скорости спрединга (0.5-1 см/год).

4. Модель БЭП, предполагающая эволюцию медленно-спредингового хребта и его последующее погружение в зоне субдукции, объясняет многие особенности ассоциации Салма. В свою очередь, дайки Гридинского роя, вероятно, фиксируют инъекции мантийного расплава при погружении хребта, а их метаморфическая история могла определяться вовлечением в субдукцию нижней части коры активной окраины, включавшей дайковый комплекс. Модель позволяет объяснить субсинхронность, пространственную и структурную близость и совпадение условий формирования эклогитов обеих ассоциаций БЭП.

To present time the main features of the Belomorian eclogite province (BEP) in the eastern Fennoscandian shield have been characterized. However the data available were (and are) interpreted differently in some important lines. In our paper we strive to substantiate model ideas of our research team.

The BEP includes two eclogite associations of the Meso-Neoproterozoic age [1, 8]: Salma and Gridino ones (Fig. 1). Salma contains subduction related eclogites, localities: Uzkaya Salma, Shirokaya Salma (Pirenga), Upolakhsha, Chalm (Kuru-Vaara), Hangaz-varaka and in vicinity of the Gridino village (Stolbikha island and s.o.). Eclogites of the Gridino association have been formed in a result of metamorphism of the gabbro and gabbro-norite dykes that are best observed and studied within Gridino dyke swarm and at the islands in the Krasnaya Guba strait.

Eclogites of both associations are distributed among migmatized TTG gneisses of the Keret' formation that is usually understood as an upper part of the Belomorian series. The Keret' formation plunges northeastward and lies above mafic-ultramafic assemblage of the Central-Belomorian suture zone [3, 7]. This permits us to suggest that Keret' TTG gneisses arose as derivatives of the Meso-Neoproterozoic active margin of the Kola paleocontinent (Fig. 1).

**Metamorphism.** Striking feature of the eclogites is surprising coincidence of  $P$ - $T$  paths for both associations (Fig. 2) [2, 5, 6]. If arguments on three-time appearance of eclogite-facies metamorphism in the BEP history (from 2.89 to 2.4-2.3 Ga and later) could be realistic, the BEP was "three-time unique".

**Provenance of protholiths and structure origin.** Reconstructed protholith of the Salma eclogite was formed by interlayering gabbro-norites, troctolites and Fe-Ti gabbros similar to the Third Layer of the oceanic crust formed at slow-spreading ridge [2, 4, 6]. The BEP evolution included [2, 6]: (1) an origin of the oceanic crust app. 2.89 Ga ago; (2) subsidence of the oceanic crust in the subduction zone and eclogite-facies metamorphism between 2.87 and 2.82 Ga or not much later; (3) creation of the Gridino association (dyke intrusions into the active margin crust related to plunging of the spreading ridge, delamination of the crust and subsidence of the crustal slices together with dykes and eclogite-facies metamorphism) at app. 2.82 Ga and certainly earlier 2.72 Ga; (4) extension and displacement of the both associations eclogites to upper level in the crust in a field of the granulite-facies  $PT$ -parameters 2.72-2.70 Ga ago; (5) a thermal event and related growth of the high- $U$ ,

high-Th zircons at app. 2.4 Ga; (6) exhumation of the eclogite associations resulted from termination of the later (Paleoproterozoic) tectonic cycle app. 1.9 Ga ago.

**Specifics of the subduction processes and eclogite origin during Meso-Neoproterozoic.** Discovery of the Archean eclogites rejects one of the most usual arguments against subduction of the oceanic crust in the Archean. Results of the BEP studies create a basis for real estimates of temperature in the Archean mantle and for reconstruction of the geodynamic settings in the Meso- and Neoproterozoic.

1. Temperatures of the oceanic crust plunging in the subduction zone were at least 100-150°C higher than in the Cascadia oceanic plate that is accepted as distinctive etalon of the “most warm” modern subduction [10] (Fig. 2).

2. High temperatures of the subsiding oceanic plate explain the phenomenon of the absolute absence in the Archean crust of the specific eclogite - blue schist complexes. As it is shown in Fig. 2, *PT*-trajectory goes round the low-temperature – high-pressure conditions related to blue schist facies and “conducted” subducting slab in the realm of the eclogite-facies conditions via garnet amphibolite and probably garnet granulite facies fields. At low depth and within the garnet amphibolite field the *PT*-trajectory crosses “basalt wet solidus” line. This defines a possibility of the early partial melting of the subducting slab, before reaching the eclogite-facies conditions. These circumstances are chained directly with features of the early continental crust creation.

3. *P-T* estimates obtained from the Salma eclogites agree with ideas on elevated in relation to the present time temperature level characteristic for the Archean mantle. On the other hand, it is known that the modern examples of the warm subduction are directly chained with short distance between spreading center and subduction zone and plunging of the spreading center in the subduction zone. Using 2D numerical thermal modeling [11] it was shown that specific of the thermal regime in the subduction zone is determined by the spreading rate and rate of ridge approach to subduction zone (shear heating and mantle flow are not taken into account). *PT* evolution of the Salma and Gridino eclogite associations occurred identical with “hottest” trajectory in the model [11] related to minimal  $u/v$  (0.1), where  $u$  represents the ridge approach rate to the trench and  $v$  is the subduction rate. Such  $u/v$  can be reached at minimal spreading rate (0.5-1 cm/year).

4. The BEP model suggested evolution of slow-spreading ridge and its subsidence in a subduction zone makes clearer many features of the Salma association. Dykes of the Gridino swarm record probably some mantle melt injections related to plunging ridge; their metamorphic history suggests involvement of the dyke complex together with hosted assemblages of the active margin in subduction. Such a model explains the synchronous evolution, spatial and structural resemblance and coincidence of conditions and evolution trends for eclogites belonging to both BEP associations.

## Литература – References

1. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Каулина Т.В., Белоусова Е.А., Натапов Л.М., Гриффин У.Л., О'Рейлли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады РАН. 2010. Т. 434, № 6. С. 776-781.
2. Минц М.В., Сулейманов А.К. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. – Т. 1, 408 с.
3. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология и геодинамика // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3-32.
4. Dick H.J.B., Natland J.H. et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 179. P. 31-51.
5. Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) // UHPM: 25 years after the discovery of coesite and diamond. Elsevier. 2011, Chapter 18, p. 591-634.
6. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.M., Dokukina K.A., Kaulina T.V., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of the Mesoproterozoic oceanic crust // UHPM: 25 years after the discovery of coesite and diamond. Elsevier. 2011, Chapter 19, p. 635-682.
7. Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V. A 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province // Tectonophysics. 2009. V. 472. P. 323-339.



8. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. Mesoarchean Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*. 2010. Vol. 38. P. 739-742. doi: 10.1130/G31219.1
9. Peacock S. M., Rushmer T., Thompson A.B. Partial melting of subducting oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 121. P. 227-244.
10. Peacock S.M., Wang W., McMahon A.M. Thermal structure and metamorphism of subducting oceanic crust: Insight into Cascadia intraslab earthquakes // *The Cascadia subduction zone and related subduction systems*. U.S. Geol. Survey open-file report 02-328 & Geol. Survey of Canada open-file 4350. Version 1.0. 2002. P. 123-126.
11. Uehara, S.-i., Aoya, M., 2005. Thermal model for approach of spreading-ridge to subduction zones and its implications for high-*P*/high-*T* metamorphism: Importance of subduction versus ridge approach ratio. *Tectonics* 24 (4), TC4007, doi:10.1029/2004TC001715.

### МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ПРИ ЛОКАЛЬНОЙ ДЕГИДРАТАЦИИ БИОТИТ-АМФИБОЛОВЫХ ГНЕЙСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО, ЮЖНАЯ АФРИКА

Моисеева Е.И.<sup>1, 2</sup>, Сафонов О.Г.<sup>2, 1, 3</sup>, Новикова М.А.<sup>2</sup>, Белянин Г.А.<sup>3</sup>, Раджеш Х.М.<sup>3</sup>, Ван Ринен Д.Д.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> МГУ, Москва, Россия, myzikant88@mail.ru

<sup>2</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия

<sup>3</sup> Университет Йоханнесбурга, Йоханнесбург, Южная Африка

### MINERAL REACTIONS AND FLUID REGIME DURING LOCAL DEHYDRATION OF BIOTITE-HORNBLende GNEISSES OF THE CENTRAL ZONE OF THE LIMPOPO BELT, SOUTH AFRICA

Moiseeva E.I.<sup>1, 2</sup>, Safonov O.G.<sup>2, 1, 3</sup>, Novikova M.A.<sup>2</sup>, G.A. Belyanin<sup>3</sup>, H.M. Rajesh<sup>3</sup>, D.D. Van Reenen<sup>3</sup>

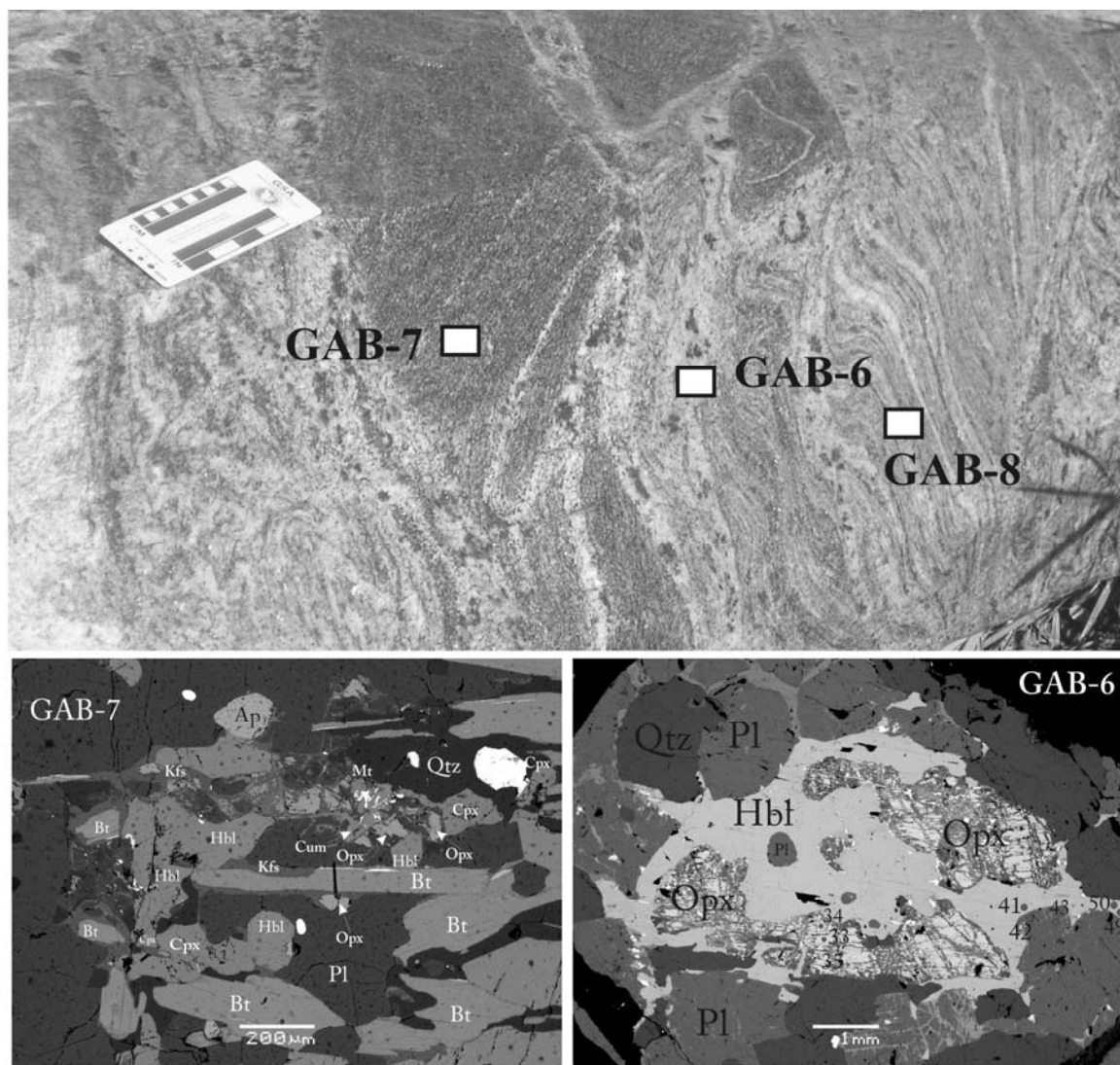
<sup>1</sup> Moscow State University, Moscow, Russia, myzikant88@mail.ru

<sup>2</sup> Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Moscow region, Russia

<sup>3</sup> University of Johannesburg, Johannesburg, South Africa

Докембрийский комплекс Лимпопо в Южной Африке в процессе своей эволюции испытал два этапа регионального метаморфизма, каждый из которых сопровождался образованием гранитов [1]. Наиболее раннее событие D2/M2 (2.67-2.53 млрд. лет) было сопряжено с обширным частичным плавлением с образованием крупных гранитных тел в ядрах так называемых «футляровидных складок», распространённых повсеместно в Центральной Зоне (ЦЗ) комплекса [1]. Более позднее тектоно-метаморфическое событие D3/M3 (2.02 млрд.лет) ознаменовалось менее интенсивной гранитизацией, приуроченной к региональным и локальным зонам деформаций (ширзонам), служившим проводниками глубинных флюидов. Наряду с образованием пегматитовых тел в пределах ширзон, гранитизация D3/M3 знаменуется процессом локальной дегидратации пород с образованием ортопироксен содержащих жил, которые структурно напоминают «пятнистые чарнокиты», формация которых развита во многих комплексах Юго-Восточной Гондваны.

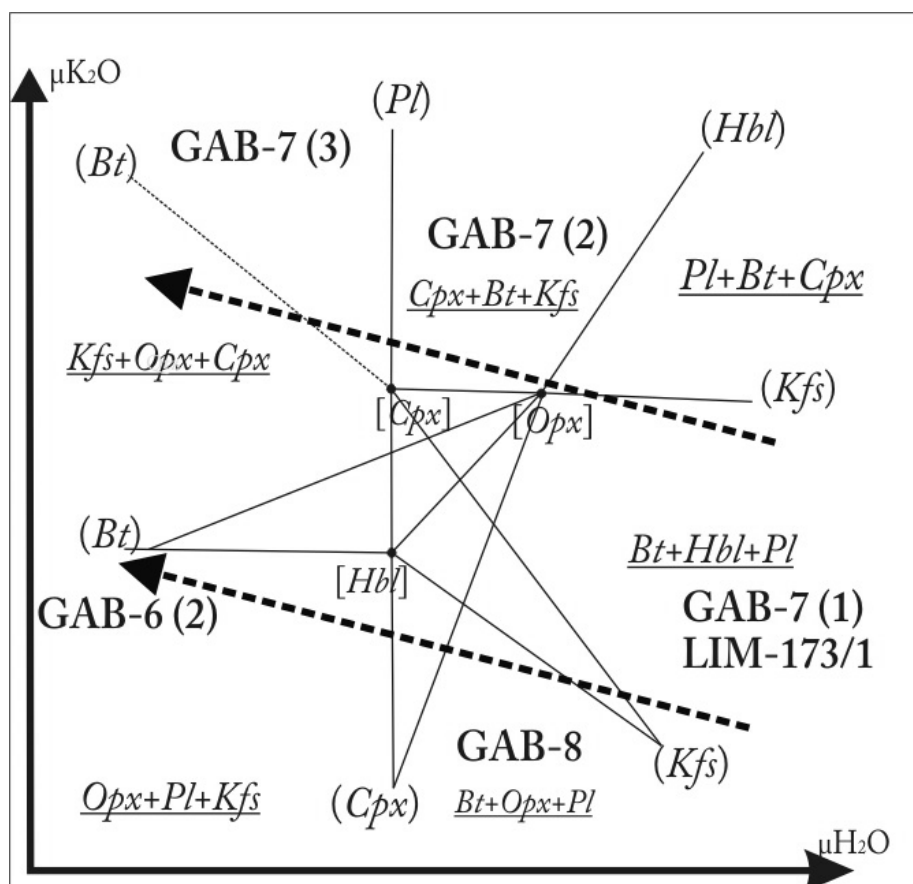
В данной работе представлены результаты петрологического изучения подобных зон дегидратации в биотит-амфиболовых ортогнейсах Санд Ривер в районе Каузвей, к юго-востоку от г. Мессина (рис. 1). Формирование зон дегидратации связано с палеопротерозойским (~2.0 млрд. лет) тектоно-метаморфическим событием [2]. При макроскопическом изучении обнажения выделены три типа пород, отражающих последовательные стадии процесса дегидратации. (1) Частично дегидратированный гнейс (GAB-7) структурно не отличается от исходного биотит-амфиболового гнейса Санд Ривер, но характеризуется локальным образованием реакционных структур с участием *Орх* и *Срх* по биотиту и роговой обманке, сопровождающихся обширным образованием *Kfs* прожилков (Рис. 1, левая вставка). (2) Переходная зона (GAB-8) с ассоциацией *Bt+Орх+Pl+Qtz* с небольшим количеством калиевого полевого шпата. (3) Ядро зоны дегидратации (GAB-6) содержит чарно-эндербитовые (*Орх+Kfs+Pl+Qtz*) домены с похожей на магматическую, монзонитовой структурой (рис. 1, правая вставка) и гранитные (*Bt+Kfs+Pl+Qtz*) домены. Секущее положение жил по отношению к вмещающим гнейсам (рис. 1) указывает на парциальное плавление пород, сопровождавшее взаимодействие пород с флюидами.



**Рис. 1.** Обнажение ортопироксен содержащих зон дегидратации в ортогнейсах Санд Ривер в районе Каузеувэй с местами отбора образцов GAB-7 (частично дегидратированный гнейс), GAB-8 (переходная зона) и GAB-6 (ядро зоны дегидратации). Вставки показывают особенности структуры и микроассоциации образцов GAB-7 и GAB-6.

**Fig. 1.** Exposure of the orthopyroxene-bearing dehydration zones in the Sand River orthogneiss at the Causeway locality with indications of the samples GAB-7 (partially dehydrated gneiss), GAB-8 (transition zone) and GAB-6 (core of the dehydration zone). Inserts shows specific textures and microassemblages of the samples GAB-7 and GAB-6.

Парагенетический анализ минеральных ассоциаций в зонах дегидратации, с использованием диаграммы  $\mu_{K2O} - \mu_{H2O}$  (рис. 2), предполагает существование двух трендов, отражающих обратную зависимость активности воды от активности калия во флюиде в ходе процесса дегидратации. Понижение активности воды и небольшое повышение активности калия во флюиде приводит к изменению ассоциаций (нижний тренд на рис. 2) от  $Bt + Hbl + Pl$  (исходный гнейс) через  $Bt + Opx + Pl$  (переходная зона) к  $Opx + Kfs + Pl$  (ядро зоны дегидратации). При повышенной активности калия исходный гнейс  $Bt + Hbl + Pl$  переходит в  $Opx + Cpx + Kfs$  ассоциацию (верхний тренд на рис. 2). Специфическое распределение этих ассоциаций в зоне дегидратации показывает локальные вариации активностей воды и щелочей во флюиде. Они могут обуславливаться (1) плавлением и последующей кристаллизацией расплава в ядре зоны дегидратации; (2) несмесимостью водно-солевого и  $CO_2$  флюидов и неодинаковой мобильностью этих флюидов в породе; (3) вариацией температуры 50-100°C при приблизительно постоянном давлении в ходе процесса. Эти факторы указывают на следующую модель эволюции зон дегидратации в гнейсах Санд Ривер.



**Рис. 2.** Диаграмма  $\mu_{K_2O} - \mu_{H_2O}$  для ассоциаций в зоне дегидратации. Стрелки показывают эволюцию процесса дегидратации, восстановленную на основе парагенетического анализа пород: GAB-7 –  $Cpx+Opx+Kfs$  ассоциация, локально развитая в частично дегидратированном гнейсе; GAB-8 – переходная зона ( $Opx+Bt+Pl$ ); GAB-6 – ядро зоны дегидратации ( $Opx+Pl+Kfs$ ).

**Fig. 2.** Diagram  $\mu_{K_2O} - \mu_{H_2O}$  for the assemblages in the dehydration zone. Arrows show a progress of the dehydration process evaluated from the paragenetic analyses of different types of rocks: GAB-7 –  $Cpx+Opx+Kfs$  assemblage locally developed in the partially dehydrated gneiss; GAB-8 – transition zone ( $Opx+Bt+Pl$ ); GAB-6 – core of the dehydration zone ( $Opx+Pl+Kfs$ ).

Главная стадия процесса дегидратации имела место при  $760 \pm 20^\circ\text{C}$  и 5.6-6.2 кбар – условиях, отвечающих началу D3/M3 метаморфизма [1]. Эта стадия была инициирована взаимодействием гнейсов с  $H_2O\text{-}CO_2$ -солевыми флюидами и закончилась парциальным плавлением и формированием секущих  $Opx$ -содержащих гранитных жил. Этот процесс сопровождался масштабным переносом вещества посредством флюида между жилами и вмещающими породами. Флюидные включения и составы минералов в жилах указывают на то, что в процессе участвовали как водно-солевой (до 29 масс. %  $NaCl$  экв.), так и углекислый флюид. В ходе остывания (при приблизительно постоянном давлении) до  $650\text{-}700^\circ\text{C}$  гранитный расплав кристаллизовался, выделяя остаточные концентрированный рассол и водно-углекислый флюид. В дополнение к флюидным включениям, свидетельством присутствия рассолов при эволюции ядра зоны дегидратации является развитие прожилок калиевого полевого шпата и формирование мермекитов, сопряженные с реакциями обмена щелочами [3, 4], повышение содержания  $Cl$  в биотите, образование монацитовых включений при инконгруэнтном растворении апатита в рассолах [5]. Будучи более мобильным в сравнении с  $H_2O\text{-}CO_2$  флюидом, надкритический рассол проникал в гнейс, приводя к дальнейшему развитию процесса дегидратации, но при более высокой активности щелочей (верхний тренд на рис. 2) с локальным формированием  $Cpx+Opx+Kfs$  ассоциации ( $670 \pm 40^\circ\text{C}$ ). Водно-углекислый флюид ответственен за более поздние процессы ре-гидратации с образованием паргаситового амфибола (рис. 1, левая вставка) и биотит-кварцевых симплектитов по ортопироксену при  $700 \pm 10^\circ\text{C}$ . Воздействие этих флюидов

при еще более низких температурах выразилось развитии куммингтонита (+магнетита) (рис. 1, правая вставка), хлорита, и иногда карбонатов по ортопироксену.

Precambrian Limpopo Complex (South Africa) experienced two regional dynamo-metamorphic high-grade events both accompanied by granite formation [1]. The earlier event, D2/M2 (2.67-2.53 Ga), was manifested by voluminous melting with formation of large granitic bodies in cores of so-called “sheath folds” [1]. The later overprinting event D3/M3 (2.02 Ga) was associated with less intensive granitization in domains within the regional and local shear zones, which served as conduits for exotic deep-seated fluids. In addition to a formation pegmatite bodies along the shear zones, the D3/M3 granitization recorded a phenomenon of localized dehydration with formation of orthopyroxene-bearing veins, which is structurally similar to “arrested charnockitization” observed in many South-East Gondwanian complexes.

We report results of petrological study of such dehydration zone within the Sand River biotite-hornblende orthogneiss at the Causeway locality, southeast of Musina (Fig. 1). The formation of dehydration zone is surely correlated with the Paleoproterozoic (~2.0 Ga) metamorphic event [2]. The studied exposure shows three macroscopically distinct rock types, which could be considered as progressive stages of the dehydration process. (1) Partially dehydrated gneiss (GAB-7) texturally similar to the initial Sand River biotite-hornblende gneiss shows localized formation of *Opx* and *Cpx*-bearing reaction textures after biotite and hornblende accompanied by extensive *Kfs* veining (Fig. 1, left insert). (2) Transition zone (GAB-8) shows *Bt+Opx+Pl+Qtz* assemblage with rare K-feldspar. (3) Core of the dehydration zone (GAB-6) contains charno-enderbitic (*Opx+Kfs+Pl+Qtz*) with clear magmatic-like monzonitic texture (Fig. 1, right insert) and granitic (*Bt+Kfs+Pl+Qtz*) domains. Secant position of the core vein (Fig. 1) testifies the partial melting accompanying the fluid-rock interaction.

Paragenetic analysis of the mineral assemblages in the dehydration zone in terms of the  $\mu_{K_2O} - \mu_{H_2O}$  diagram (Fig. 2) allow suggestion of two trends in inverse relations between water and potassium activities during dehydration process. Decrease of water activity and slight increase of potassium activity in a fluid result in a transition (lower trend in Fig. 2) from *Bt+Hbl+Pl* (initial gneiss) through *Bt+Opx+Pl* (transition zone) to *Opx+Kfs+Pl* (core of the dehydration zone). At higher potassium activity the initial gneiss *Bt+Hbl+Pl* would be transformed to the *Opx+Cpx+Kfs* assemblage (the upper trend in Fig. 2). Specific distribution of these assemblages in the dehydration zone indicates the local variations of water and alkali activity in fluid, which could be a consequence of (1) melting and subsequent melt crystallization in the core of the dehydration zone; (2) immiscibility of aqueous brine and  $CO_2$  fluids and unequal mobility of these fluid portions in the rock; (3) temperature drop by 50-100°C at almost constant pressure during the process. These processes imply the following model for evolution of the dehydration zones within the Sand River gneisses.

The main stage of the dehydration process occurred at  $760 \pm 20^\circ C$  and 5.6-6.2 kbar, corresponding to the beginning of the D3/M3 metamorphic event [1]. This stage was triggered by interaction of gneisses with  $H_2O-CO_2$ -salt fluids and finalized in partial melting and formation of secant *Opx*-bearing granitic veins. This process was accompanied by extensive mass transfer via fluid between the vein and the host rock. Fluid inclusion and mineral composition data for the vein indicate that both aqueous brine fluid (up to 29 wt. % of NaCl eq.) and  $CO_2$  operated during the vein formation. During cooling (at nearly constant pressure) down to 650-700°C granitic melt crystallized exsolving residual concentrated brine and  $H_2O-CO_2$  fluids. In addition to fluid inclusions, the evidences for presence of brines during evolution of the core of the dehydration zone include K-feldspar veining and formation of myrmekites conjugate with alkali-exchange reactions [3, 4], increase of Cl content in biotite, formation of monazite inclusions via incongruent dissolution of apatite in brines [5]. Being more mobile in comparison to the  $H_2O-CO_2$  fluid, the supercritical brine penetrated into the gneiss provoking further progression of the dehydration process under higher alkali activity (upper trend in Fig. 2) with the localized formation of the *Cpx+Opx+Kfs* assemblage ( $670 \pm 40^\circ C$ ). The  $H_2O-CO_2$  fluid resulted in late re-hydration with formation of pargasitic amphibole (Fig. 1, right insert) and biotite+quartz after orthopyroxenes at  $700 \pm 10^\circ C$ . Action of this fluid at lower temperatures is expressed in formation of cummingtonite (+magnetite) (Fig. 1, left insert), chlorite, and rare carbonate after orthopyroxene.

#### Литература – References

1. Perchuk, L.L., van Reenen, D. D., Varlamov, D. A., van Kal, S.M., Boshoff, R., Tabatabaeimanesh. P-T record of two high-grade metamorphic events in the Central Zone of the Limpopo Complex, South Africa // *Lithos*, 2008. V.103. P. 70-105.
2. Jaekel P., Kröner A., Kamo S.L., Brandl G., Wendt, J.I. Late Archean to early Proterozoic granitoid magmatism and high-grade metamorphism in the central Limpopo Belt, South Africa // *Journal of the Geological Society*. 1997. V. 154, P. 25-44.



3. Perchuk L.L., Gerya T.V. Fluid control of charnockitization // Chemical Geology. 1993. V. 108. P. 175-186.
4. Perchuk L.L., Safonov O.G., Gerya T.V., Fu B., Harlov D.E. Mobility of components in metasomatic transformation and partial melting of gneisses: an example from Sri-Lanka // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 140. P. 212-232.
5. Harlov D.E., Förster H.-J. Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part II. Fluorapatite // Am. Mineral. 2003. V. 88. P. 1209-1229.

## ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВ (ГРИДИНСКИЙ ЭКЛОГИТОВЫЙ КОМПЛЕКС, КАРЕЛИЯ)

Моргунова А.А.<sup>1</sup>, Перчук А.Л.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИЭМ РАН, г. Черноголовка, Россия, almor@iem.ac.ru  
<sup>2</sup> МГУ им. Ломоносова, г. Москва, Россия, alp@geol.msu.ru

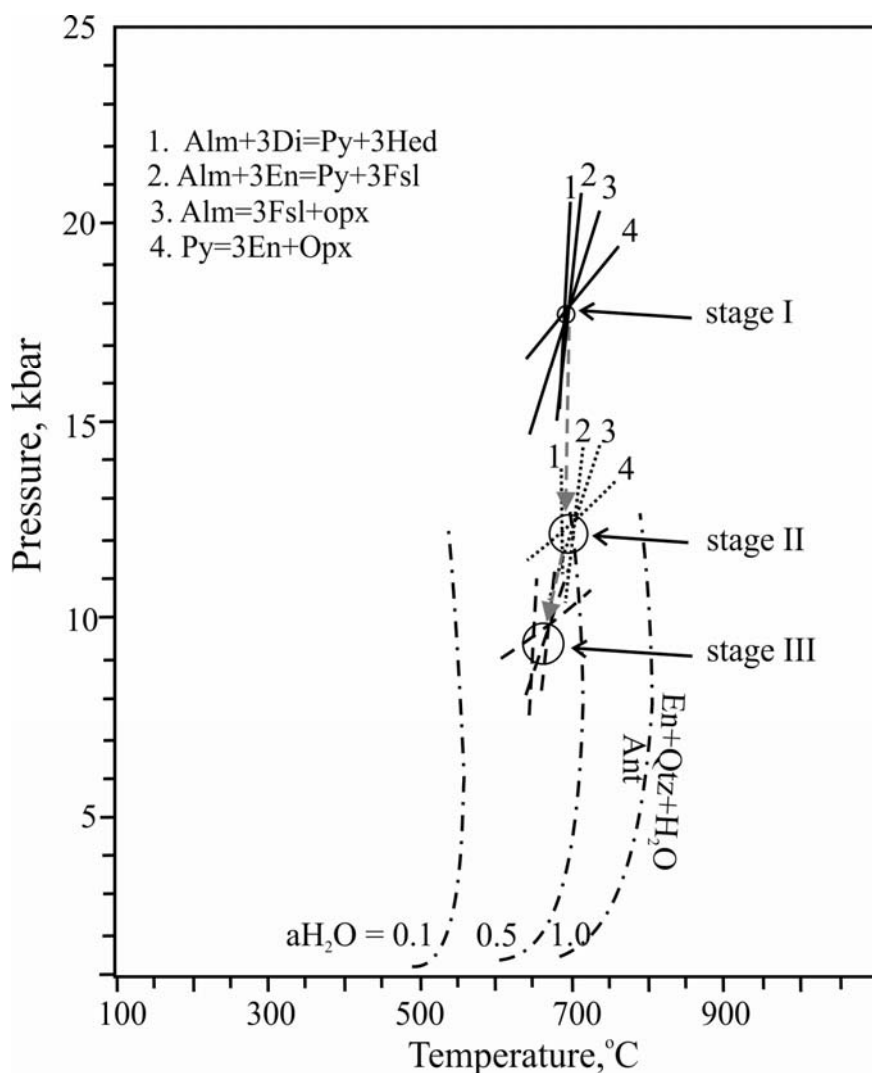
## PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF PRECAMBRIAN METAULTRAMAFIC ROCKS FROM THE GRIDINO ECLOGITE COMPLEX, KARELIA

Morgunova, A.A.<sup>1</sup>, Perchuk A.L.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia, almor@iem.ac.ru  
<sup>2</sup> Moscow State University, Moscow, Russia, alp@geol.msu.ru

Высокобарные комплексы несут важнейшую информацию о характере плейт-тектонических процессов на разных этапах развития Земли. Причины резкого сокращения специфических для зон субдукции метаморфических комплексов высокого давления в докембрии не ясны. Предполагается, что это явление связано с различной интенсивностью регрессивных преобразований пород, либо с особенностями древних тектонических процессов. Гридинский эклогитсодержащий комплекс, входящий в состав Беломорского подвижного пояса Карелии, является одним из древнейших на Земле. Он представляет собой тектоническую пластину северо-западного простирания, прослеживающуюся в прибрежной полосе и на о-вах белого моря до 50 км при ширине 6-7 км [1]. Наряду с эклогитизированными телами габбро и габбро-норитов в толще архейских плагиогнейсов Гридинского комплекса находятся будинированные тела метасульфидов, представленных гранат-пироксеновыми породами и ортопироксенитами. Несмотря на повышенный интерес к комплексу, до сих пор нет единства мнений относительно количества высокобарных метаморфических событий, возраста и геодинамической обстановки их формирования. В этом контексте важно получить сведения о петрологии и геохимии метасульфидов, которые до настоящего времени практически оставались за рамками исследований.

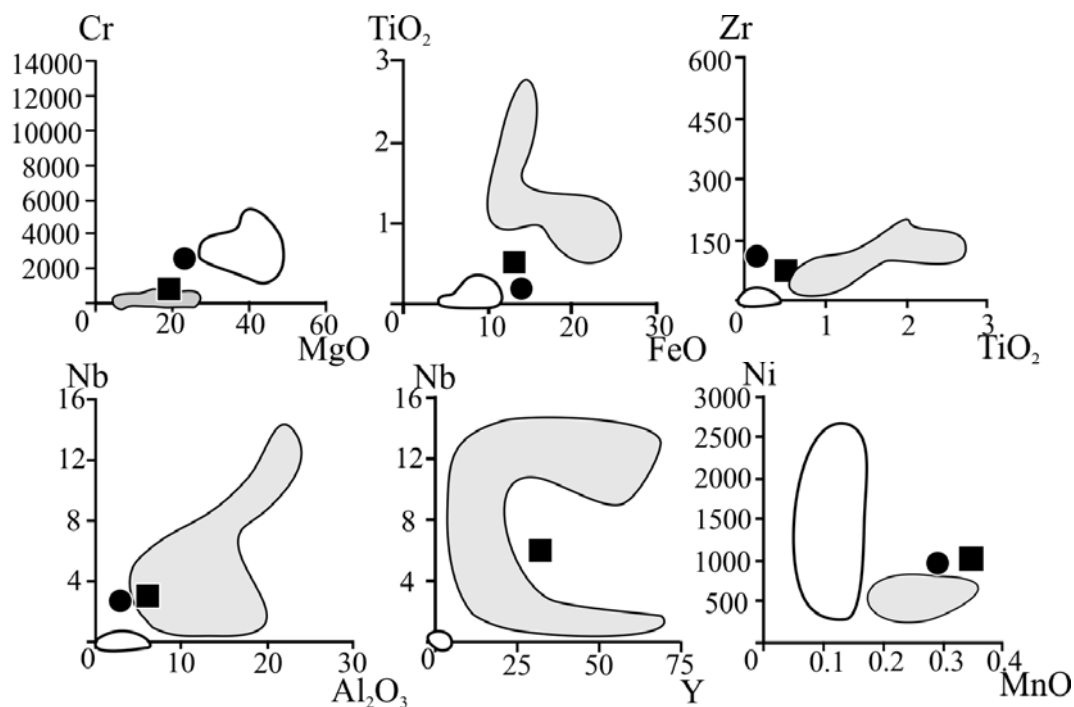
*Гранат-пироксеновая порода* образует овальное тело размером 4×5 м на о-ве Высокий, находящееся в толще амфибол-биотитовых гнейсов. Порода сложена гранатом, клино- и ортопироксенами. Для регрессивной стадии характерна амфиболизация, реже наблюдается замещение пироксенов гранат-амфиболовыми сростками. В ядрах крупных порфиробластов граната находятся включения хлорита, реже встречается Mg-кальцит, в краевых частях находятся включения клинопироксена и амфибола. Для порфиробластов гранатов характерна регрессивная зональность (центр -  $X_{Mg} \sim 0.48$ ,  $X_{Ca} \sim 0.17$ , край -  $X_{Mg} \sim 0.44$ ;  $X_{Ca} = 0.16$ ) и высокое содержание марганца (MnO ~ 2.54 вес. %). Клинопироксен образует ксеноморфные крупные кристаллы, имеет авгитовый состав и невысокое содержание жадеитового минала ( $X_{Jd} \sim 0.04$ ). Ортопироксен формирует крупные до 6 мм кристаллы ( $Al_2O_3 = 0.9-1.5$  вес. %), а также мелкие ксеноморфные зерна, встречающиеся среди гранат-амфиболовых сростков. Центры кристаллов ортопироксена ( $Al_2O_3 = 0.57-0.9$  вес. %;  $X_{Mg} = 0.73-0.76$ ) отличаются от краевых составов ( $Al_2O_3 = 1.11-1.71$  вес. %;  $X_{Mg} = 0.70-0.73$ ) [2]. Клино- и ортопироксен содержат включения хлорита, амфибола, апатита, ильменита, магнетита, циркона и друг друга. Амфиболы в матрице представлены магнезиальной роговой обманкой и тремолитом. Хлорит находится исключительно во включениях и представлен диабантитом (Fe-Si хлорита). Он ассоциирует с минералами, обогащенными редкоземельными элементами, торием и ураном – ферроторнебомитом и ферродоласеитом. Вокруг включений хлорита в гранатах всегда образуются радиальные трещины, а в пироксенах и концентрические. На основе использования программы TWQ [3] и парагенетического анализа были восстановлены РТ условия пика метаморфизма ( $T = 695^\circ C$  и  $P = 18$  кбар), за которым следовал этап субизотермической декомпрессии до  $T = 710^\circ C$ ,  $P = 12$  кбар, сменившийся декомпрессионным охлаждением до  $T = 650^\circ C$  и  $P = 9$  кбар (Рис. 1).



**Рис.1.** Обобщенная P-T эволюция метаультрамафитов Гридинского комплекса, рассчитанная с помощью программы TWQ [2] по составам центральных (этап I) и краевых (этап II) частей крупных кристаллов граната, клино- и ортопироксена, а также по составам минералов из регрессивной ассоциации (этап III). Цифры – номера минеральных реакций, представленных на диаграмме.

*Ортопироксениты* встречаются на острове Избная Луда в виде будин от 5 до 40 см в поперечнике в амфибол-биотитовых гнейсах. Порода массивная, гигантокристаллическая. Кристаллы ортопироксена ( $Al_2O_3=1,07-1,61$  вес. %,  $X_{Mg}=0.74-0.77$ ) размером до 15 см содержат большое количество включений биотита, амфибола и кварца. Амфибол представлен магниальной роговой обманкой и антофиллитом. Последний часто окаймляет роговую обманку и/или кварц. Помимо твердых минеральных включений ортопироксен содержит множество флюидных первично-вторичных включений, цепочки которых прерываются на границе с минеральными включениями. В ортопироксените сенсоры P-T условий пика метаморфизма отсутствуют. Тем не менее, обнаруживаются отдельные фрагменты регрессивной эволюции. Так минеральное равновесие  $En+Qtz+H_2O=Ath$ , рассчитанное с помощью программы TWQ [3], показывает, что предел стабильности антофиллита (при  $X_{H_2O}=1$ ) не превышает значение температуры  $570^\circ C$  (рис. 2), т.е. при P-T условиях пика метаморфизма антофиллит должен разлагаться с образованием энстатита и кварца. Реакционные соотношения указывают на смещение данного равновесия в сторону антофиллита, что свидетельствует о его регрессивной природе. Судя по многочисленным цепочкам флюидных включений в ортопироксене, источник флюида находился вне проницаемого для флюида кристалла [2].





**Рис.2.** Геохимические различия между мантийными (белое поле) и коровыми (серое поле) перидотитами/пироксенитами по содержаниям породообразующих оксидов (масс. %) и редких элементов (г/т) на бинарных диаграммах [4]. Содержания породообразующих оксидов не нормированы. Условные обозначения: кружок – ортопироксенит, квадрат – гранат-пироксеновая порода (Гридинский комплекс).

Согласно геохимической классификации, наиболее полно разработанной для гранатовых перидотитов и пироксенитов фанерозойских складчатых поясов пироксениты/перидотиты (ультрамафиты) с повышенными содержаниями магния и хрома сохраняют геохимические признаки мантийных пород (Mg-Cr тип), а породы, обогащенные железом и титаном – коровых (Fe-Ti тип). На геохимических диаграммах, отражающих различия между этими группами пород [4], составы метаультрамафитов Гридинского комплекса либо попадают в поле коровых пород, либо находятся между полями мантийных и коровых ультрамафитов (рис. 2). Примечательно, что гранат-пироксеновая порода имеет тот же минеральный состав, что и гранатовый вебстерит из эклогитовой провинции северо-восточной Гренландии [5]. Изотопные характеристики ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -5$ – $-16$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708$ – $0.715$ ) и полевые соотношения гранатового вебстерита с вмещающими гнейсами указывают на то, что еще до высокобарного метаморфизма его протолит был интегральной частью континентальной коры [5]. Более того, высокобарные ассоциации Гридинского комплекса всё чаще связывают с континентальной коллизией, что хорошо согласуется с положением эклогитов и метаультрамафитов в гнейсовом субстрате. Таким образом, существует немало косвенных свидетельств в пользу коллизионной природы ультрамафитов Гридинского комплекса. Но мы можем лишь констатировать, что рассматриваемые проградные преобразования метаультрамафитов могли происходить в погружающемся блоке как континентальной, так и океанической коры. При этом очевидно, что фиксируемые РТ условия не могли быть реализованы в составе абиссальных пород мантийного клина, для которого характерен более высокотемпературный режим.

Петрологические исследования метапироксенитов Гридинского комплекса показали, что первичные интрузивные магматические породы офиолитового или гнейсового комплекса были интенсивно переработаны еще до пика метаморфизма. Ортопироксенит формировался на прогрессивном этапе метаморфизма по кварц-биотит-амфиболовому сланцу. Гранат-пироксеновая порода была образована при Р–Т условиях эклогитового метаморфизма по хлорит-содержащему метасоматиту. Прогрессивные процессы сопровождались интенсивной дегидратацией, в то время как для регрессивного этапа характерно образование парагенезисов с водосодержащими минералами. Таким образом, рассматриваемые породы имеют сложную историю преобразований, в ходе которой неоднократно менялись их минеральные парагенезисы и валовый химический состав пород.

*Финансовая поддержка РФФИ (грант №09–05–01217, № 09–05–00991).*

High-pressure complexes carry essential information on the pattern of plate-tectonic processes at different stages in the Earth's evolution. The reasons for a drastic reduction in high-pressure metamorphic complexes, typical of subduction zones, in Precambrian time are not clear. This event is assumed to be related either to the different intensity of regressive rock alterations or to some characteristics of old tectonic processes. The Gridino eclogite-bearing complex, which is a part of the Belomorian mobile belt of Karelia, is one of the Earth's oldest. It is a north-west-trending tectonic slab which can be traced in the coastal strip and on the islands of the White Sea over a distance of 50 km and a width of 6-7 km [1]. In addition to eclogitized gabbro and gabbro-norite bodies, the Archaean plagiogneiss unit of the Gridino complex comprises boudin-like bodies of metaultramafic rocks represented by garnet-pyroxene rocks and orthopyroxenites. In spite of the great attention given to the complex, geoscientists are not unanimous as to the number of high-pressure metamorphic events, age and geodynamic setting. It would be essential, therefore, to cast light on the petrology and geochemistry of metaultramafic rocks which have been beyond the scope of research so far.

*Garnet-pyroxene rock* forms an oval body, 4×5 m in size, on Vysoky Island which occurs in an amphibole-biotite gneiss unit. The rock consists of garnet and clino- and orthopyroxenes. Amphibolization typically occurs at a regressive stage, while pyroxenes are less commonly replaced by garnet-amphibole intergrowths. Chlorite inclusions are encountered in the cores of large garnet porphyroblasts, Mg-calcite is less common, and clinopyroxene and amphibole inclusions occur at the margins. Garnet porphyroblasts typically exhibit regressive zonation (centre:  $X_{Mg} \sim 0.48$ ,  $X_{Ca} \sim 0.17$ , margin:  $X_{Mg} \sim 0.44$ ;  $X_{Ca} = 0.16$ ) and are rich in Mn ( $MnO \sim 2.54$  wt. %). Clinopyroxene forms large xenomorphic crystals, have augite composition and is poor in jadeitic mineral ( $X_{Jd} \sim 0.04$ ). Orthopyroxene forms large (up to 6 mm) crystals (0.9-1.5 wt. %  $Al_2O_3$ ) and fine xenomorphic grains occurring among garnet-amphibolite intergrowths. The centres of orthopyroxene crystals (0.57-0.9 wt. %  $Al_2O_3$ ;  $X_{Mg} = 0.73-0.76$ ) differ in composition from the margins (1.11-1.71 wt. %  $Al_2O_3$ ;  $X_{Mg} = 0.70-0.73$ ) [2]. Clino- and orthopyroxenes contain inclusions of chlorite, amphibole, apatite, ilmenite, magnetite, zircon and those of each other. Amphiboles in the matrix are represented by Mg-rich hornblende and tremolite. Chlorite occurs solely in inclusions and is represented by diabantite (Fe-Si of chlorite). It is associated with minerals enriched in rare-earth elements, thorium and uranium – ferrotörnebohmite and ferrodolaseite. Radial cracks are always formed around chlorite inclusions in garnet, and concentric cracks develop in pyroxenes. The TWQ software [3] was used and paragenetic analysis was made to reconstruct the PT conditions at the peak of metamorphism ( $T = 695^\circ C$  and  $P = 18$  kbar) followed by sub-isothermal decompression to a temperature of  $710^\circ C$  and a pressure of 12 kbar followed, in turn, by decompression cooling at a temperature of  $650^\circ C$  and a pressure of 9 kbar (Fig. 2).

*ORTHOPYROXENITES* occur on Izbnyaya Luda Island in the form of boudins, 5 to 40 cm across, in amphibole-biotite gneisses. The rock is massive, gigantocrystalline. Orthopyroxene crystals ( $Al_2O_3 = 1.07-1.61$  wt. %,  $X_{Mg} = 0.74-0.77$ ), up to 15 cm in size, contain abundant biotite, amphibole and quartz inclusions. Amphibole is represented by Mg-rich hornblende and anthophyllite. The latter often rims hornblende and/or quartz. In addition to hard mineral inclusions, orthopyroxene contains plenty of fluid primary-secondary inclusions that form chains broken at the boundary with mineral inclusions. There are no sensors of the P-T conditions of peak metamorphic in orthopyroxenite. However, some fragments of regressive evolution are encountered. For example, the mineral equilibrium  $En + Qtz + H_2O = Ath$ , calculated using the TWQ software [3], shows that the anthophyllite stability limit (at  $X_{H_2O} = 1$ ) does not exceed  $570^\circ C$  (Fig. 2), i.e. at the P-T conditions of peak metamorphism anthophyllite is expected to be decompose to form enstatite and quartz. Reaction ratios indicate the shift of the equilibrium toward anthophyllite, suggesting its regressive nature. Judging by numerous chains of fluid inclusions in orthopyroxene, the source of fluid was outside the fluid-permeable crystal [2].

According to the geochemical classification, which is most complete for garnet peridotites and pyroxenites from Phanerozoic foldbelts, Mg- and Cr-rich pyroxenites/peridotites (ultramafic rocks) retain the geochemical characters of mantle rocks (Mg-Cr type), and Fe- and Ti-rich rocks preserve those of crustal rocks (Fe-Ti type). On the geochemical diagrams that show differences between these rock groups [4], the compositions of metaultramafic rocks from the Gridino complex plot either in the crustal rock field or between mantle and crustal ultramafic rock fields (Fig. 2). Interestingly, garnet-pyroxene rock has the same mineral composition as garnet websterite from the eclogitic province of north-eastern Greenland [5]. The isotopic characteristics ( $\epsilon_{Nd} = -5$ – $-16$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.708$ – $0.715$ ) and field relations of garnet websterite to host gneisses show that prior to high-pressure metamorphism its protolith was an integral part of the continental crust [5]. Moreover, the high-pressure assemblages of the Gridino complex are often attributed to continent collision, which is in good agreement with the position of eclogites and metaultramafic rocks in gneissic substrate. Thus, there is extensive indirect evidence for the collisional nature of Gridino ultramafic rocks. However, we can only assume that the prograde alterations of metaultramafic rocks discussed occurred in the plunging block of both the continental



and oceanic crust. Obviously, the PT conditions revealed could not have affected the composition of the abyssal rocks of the mantle wedge that typically have a higher-temperature regime.

The petrological study of metapyroxenites from the Gridino complex has shown that primary intrusive igneous rocks of the ophiolite or gneiss complex were intensely reworked prior to peak metamorphism. Orthopyroxenite was formed at a progressive metamorphic stage after quartz-biotite-amphibole schist. Garnet-pyroxene rock was formed under the P–T conditions of eclogite-facies metamorphism after chlorite-bearing metasomatic rocks. Progressive processes were accompanied by intense dehydration, whereas the formation of parageneses with aquiferous minerals is characteristic of a regressive stage. Thus, the rocks discussed have suffered complex alterations during which their mineral parageneses and bulk chemical compositions changed repeatedly.

*The project was supported by RFFR (grants 09–05–01217 and 09–05–00991).*

#### Литература - References

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Конилов А.Н., Кузнецов Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
2. Моргунова А.А., Перчук А.Л. Петрология докембрийских метасулфидов Гриндинского высокобарного комплекса, Карелия // Геология и Геофизика. 2010. В печати
3. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. P. 833–855.
4. Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.А. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких-сверхвысоких давлений // Геология и Геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 99–199.
5. Brueckner H.K., Gilotti J.A., Nutman A.P. Caledonian eclogite-facies metamorphism of Early Proterozoic protoliths from the North-East Greenland Eclogite Province // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 130 P. 103–120.

### НЕЛИТОСТАТИЧЕСКОЕ ДАВЛЕНИЕ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ ХЛОРИТА В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ГРАНАТ-ПИРОКСЕНОВОЙ ПОРОДЫ (ГРИДИНСКИЙ ВЫСОКОБАРНЫЙ КОМПЛЕКС, КАРЕЛИЯ)

*Моргунова А.А.<sup>1,2</sup>, Перчук А.Л.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ИЭМ РАН, г.Черноголовка, Россия, almor@iem.ac.ru

<sup>2</sup> МГУ им. Ломоносова, г. Москва, Россия

### LITHOSTATIC PRESSURE IN CHLORITE INCLUSIONS IN THE ROCK-FORMING MINERALS OF GARNET PYROXENE ROCK FROM THE GRIDINO HIGH-PRESSURE COMPLEX, KARELIA

*Morgunova A.A.<sup>1,2</sup>, Perchuk A.L.<sup>2</sup>*

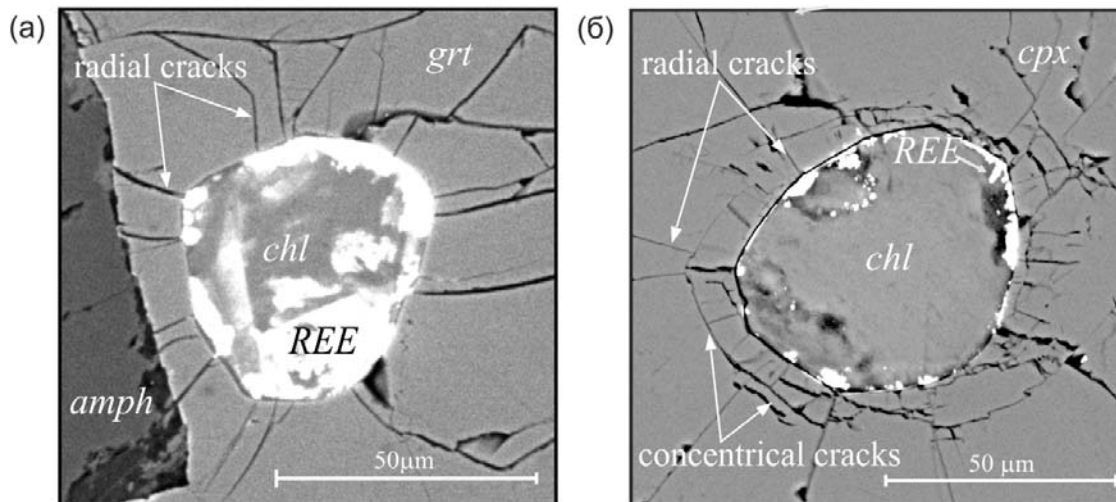
<sup>1</sup> Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia, almor@iem.ac.ru

<sup>2</sup> Moscow State University, Moscow, Russia

Вследствие изменения внешних параметров метаморфического или магматического процесса, таких как давление и/или температура, давление в минеральных включениях может отличаться от литостатического [1, 2]. Данный эффект обусловлен различием физических свойств включения и минерала-хозяина. При значительных стрессовых нагрузках вокруг включений могут образовываться радиальные или концентрические трещины. Например, широко известны радиальные трещины вокруг включений коэсита в гранате, возникающие при замещении коэсита кварцем в ходе декомпрессии ультравысокобарной породы [1]. В данной работе на основе модели эластичного включения [3] рассматривается природа трещин вокруг включений хлорита, обнаруженных во всех породообразующих минералах гранат-пироксеновой породы из Гриндинского высокобарного комплекса, Карелия [4].

Включения выполнены диабантитом (разновидность Fe-Si хлорита), ассоциирующим с редкоземельными минералами - ферроторнебомитом и ферродолласеитом, нередко находящимися по периферии включений (рис. 1). В гранатах вокруг включений образуются только радиальные трещины (рис. 1а), а в пироксенах

встречаются как радиальные, так и концентрические трещины (рис. 1б). Две системы трещин вокруг включения в минерале – явление уникальное.



**Рис.1.** Включения хлорита и фазы, обогащенной редкоземельными элементами (REE). а - в гранате, б - в клинопироксене. Фотография в отраженных электронах. Символы минералов: amph – амфибол, chl – хлорит, cpx – клинопироксен, grt – гранат.

Для расчета давления во включении хлорита в ходе РТ эволюции породы была использована модель эластичного включения, представленная в работе Ф. Жиле и др. [3]. В основе модели лежит уравнение Навье для изотропной среды в сферических координатах:

$$\text{div}(\vec{u}) = \frac{\partial}{\partial \rho} \left( \frac{\partial \vec{u}}{\partial \rho} + \frac{2 \cdot \vec{u}}{\rho} \right) = 0, (1)$$

где  $\rho$  - радиальная координата,  $\vec{u}$  - вектор смещения. Отметим, что сферическое включение, обладая равномерным распределением напряжения по всей поверхности, дает предельные оценки (при прочих равных условиях) внутреннего давления.

При решении данного дифференциального уравнения (1) должны выполняться следующие граничные условия:

- при  $R = \rho$

$$\sigma_{\phi\phi} = -P_e = \frac{3B}{\beta} - \frac{4\mu C}{R^3}$$

где В и С - константы,  $P_e$  – внешнее давление (гидростатическое),  $R$  - радиус граната.

- нормальное непрерывное напряжение ( $\sigma$ ) на границе взаимодействия минерала-хозяина и включения

$$\sigma_{\phi\phi} [r' + u'(r')] = \sigma_{\phi\phi} [r' + u'(r')] = -P_i,$$

где  $P_i$  – давление включения (внутреннее давление).

- смещение непрерывности на границе взаимодействия:

$$r' + u'(r') = r' + u'(r')$$

Решением дифференциального уравнения (1) являются следующие выражения для констант А, В и С [3]:

$$A = - \left( \frac{4\beta'\mu C}{3r'^3} + \frac{\beta'P}{3} \right); B = \left( \frac{4\mu\beta C}{3R^3} - \frac{\beta P}{3} \right); C = \frac{(r' - r)r^2}{4\beta'\mu r' / 3r' + 1},$$

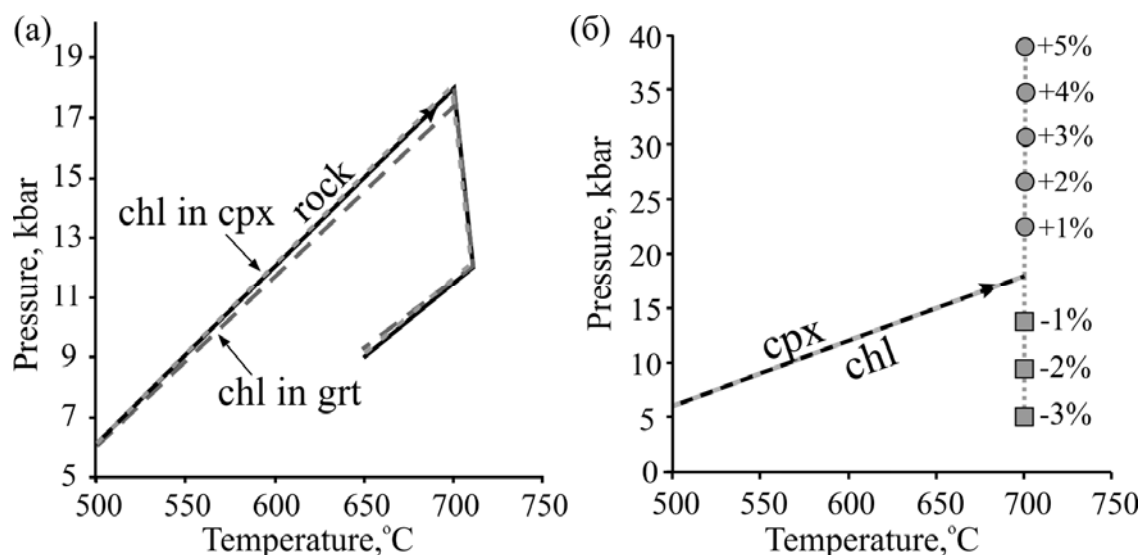
где  $r$  - радиус отверстия,  $r'$  - радиус включения,  $R$  - радиус граната,  $\alpha$  - термальное расширение,  $\beta$  - изотермальное сжатие,  $\mu$  - модуль сдвига – эластичные константы граната,  $\alpha'$ ,  $\beta'$  = эластичные константы включения. Решение данных уравнений осуществлялось методом итераций. На каждом шаге повышения  $P$  и  $T$  рассчитывались А, В и С, а также параметры -  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\alpha'$ ,  $\beta'$ ,  $\mu$ . Значение сверхдавления оценивалось по совпадению радиу-

са включения с радиусом соответствующего отверстия в кристалле. Радиус включения должен удовлетворять условию:  $R > 5 r'$  и рассчитывается по уравнению

$$r' = r_0 \cdot \left[ \exp\left(\int_{T_1}^{T_2} \alpha(T) dT\right) \right]^{1/3},$$

$$\text{где } \alpha(T) = \alpha_0 + \frac{\partial \alpha}{\partial P} \cdot P + \frac{\partial \alpha}{\partial T} \cdot T + \frac{\partial \alpha}{\partial T^2} \cdot T^{-2}. r_0 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ м}, R = 2.5 \cdot 10^{-3} \text{ м}$$

Давление во включениях хлорита рассчитывалось для каждого породообразующего минерала в отдельности. Оценки проводились для РТ тренда эволюции гранат-пироксеновой породы (рис. 2, табл.1), установленного в ходе специального исследования [4]. Моделирование показывает, что давление во включениях в гранате и в ортопироксене в ходе прогрессивного метаморфизма ниже литостатического на 0.6 и 0.2 кбар, соответственно, а в клинопироксенах незначительно выше (на 0.03 кбар) (рис. 2а, табл. 1). При декомпрессии давление во включениях всегда несколько выше (на 0.3-0.6 кбар) литостатического (табл. 1). Очевидно, что расчетные отклонения давления во включениях от литостатического давления незначительны для каких-либо нарушений целостности минералов. Следовательно, образование трещин было связано с иными процессами, приводящими к изменению удельного объема включения. К числу таких процессов можно отнести плавление хлорита.



**Рис. 2.** Расчетное давление во включениях хлорита вдоль РТ тренда гранат-пироксеновой породы. а - без учета плавления, б - с учетом плавления и последующей кристаллизации хлорита. Условные обозначения: пунктирные линии - давление во включениях, сплошные линии - РТ тренд, кружки - давление во включении при увеличениях его удельного объема (плавление), квадраты - давление при уменьшении удельного объема включения (кристаллизация). Сверхдавление во включениях в клино- и ортопироксене при плавлении/кристаллизации, близки.

**Таблица.** Давление во включениях хлорита в породообразующих минералах гранат-пироксеновой породы без учета плавления

T, °C	Pressure, kbar			
given*	given*	in grt	in cpx	in opx
500	6.00	6.00	6.00	6.00
700	18.00	17.41	18.03	17.81
700	18.00	18.00	18.00	18.00
710	12.00	12.03	12.06	12.05
650	9.00	9.21	9.05	9.10

\*P-T path of rock

Несмотря на то, что термодинамические условия стабильности диабантита пока неизвестны, нельзя исключать вероятность его разложения в ходе прогрессивного метаморфизма, следствием которого и могло стать дегидратационное плавление включений на пике метаморфизма гранат-пироксеновой породы ( $P=18$  кбар,  $T=700^{\circ}\text{C}$ ) [4]. Этот процесс известен как по экспериментальным работам, так и по природным материалам [5]. Предположение о плавлении включений хорошо согласуется с их морфологией и нередким расположением ассоциирующих минералов по периферии вакуолей. Поскольку плавление связано с увеличением удельного объема, а кристаллизация на регрессивной стадии - с его сокращением, то этот процесс можно оценить количественно, вновь воспользовавшись моделью эластичного включения. Расчеты, выполненные для случая плавления включения на пике метаморфизма, показывают, что увеличение удельного объема включения на 5 % компенсируется ростом давления более чем на 30 кбар в гранате и более чем на 20 кбар в пироксенах (рис.26). Если же прочности минерала-хозяина не хватало для удержания возникающего напряжения, то кристалл "рвался" с образованием радиальных трещин. В этих случаях давление во включениях могло сбрасываться до литостатического. Кристаллизация такого включения, наоборот, должна была сопровождаться сокращением удельного объема и падением давления во включении, следствием которого могло стать образование концентрических трещин усадки. Согласно модельным оценкам, сокращение объема на 3 % приводит к снижению давления во включении, заключенному как в клино- так и ортопироксене на 13 кбар (рис. 26).

Результаты моделирования показывают, что различия в физических свойствах хлорита и вмещающих минералов (гранат, клинопироксен, ортопироксен) недостаточны для создания в рассматриваемых включениях значительных напряжений, способных нарушить прочность вмещающих минералов. Следовательно, обнаруженные нами системы трещин должны быть связаны с фазовыми превращениями во включениях. В их число входят рассмотренные выше эффекты плавления/кристаллизации включений, а также некие гипотетические смещенные реакции.

Финансовая поддержка: гранты РФФИ № 09-05-01217 и 09-05-00991

As the external parameters of a metamorphic or magmatic process, such as pressure and/or temperature, vary, pressure in mineral inclusions may differ from lithostatic pressure [1, 2]. This effect is due to difference between the physical properties of an inclusion and those of a host mineral. If stress is considerable, radiating or concentric cracks can form around inclusions. For example, radiating cracks around coesite inclusions in garnet, which arise upon replacement of coesite by quartz during ultrahigh-pressure rock decompression, are well-known [1]. Based on an elastic inclusion model [3], the authors discuss the nature of cracks around chlorite inclusions revealed in all of the rock-forming minerals of garnet-pyroxene rock from the Gridino high-pressure complex, Karelia [4].

The inclusions consists of diabantite (a variety of Fe-Si chlorite) associated with rare-earth minerals, such as ferrotörnebohmite and ferrodollaseite, which often occur at the periphery of inclusions (Fig. 1). Only radiating cracks (Fig. 1a) are formed around inclusions in garnets, while both radiating and concentric cracks occur in pyroxenes (Fig. 1b). Two systems of cracks around an inclusion in a mineral is a unique phenomenon.

An elastic inclusion model, presented in Gillet et al. [3], was used to estimate pressure in a chlorite inclusion during the PT evolution of the rock. The model is based on Navier's equation for isotropic medium in spherical coordinates:

$$\text{div}(\vec{u}) = \frac{\partial}{\partial \rho} \left( \frac{\partial \vec{u}}{\partial \rho} + \frac{2 \cdot \vec{u}}{\rho} \right) = 0, \quad (1)$$

where  $\rho$  is the radiating constant and  $\vec{u}$  is the shift vector. It should be noted that as a spherical inclusion exhibits even stress distribution over the entire surface, it gives marginal internal pressure estimates, other things being equal.

The following boundary requirements should be met to solve this differential equation (1):

- at  $R = \rho$

$$\sigma_{\phi\phi} = -P_e = \frac{3B}{\beta} - \frac{4\mu C}{R^3}$$

where B and C are constants,  $P_e$  is external (hydrostatic) pressure,  $R$  is garnet radius.

- normal continuous stress ( $\sigma$ ) at the host mineral-inclusion interaction boundary

$$\sigma_{\phi\phi} [r' + u'(r)] = \sigma_{\phi\phi} [r' + u'(r)] = -P_i,$$

where  $P_i$  is inclusion pressure (internal pressure).

- continuity shift at the interaction boundary:

$$r' + u'(r') = r' + u'(r')$$

Solution to differential equation (1) is provided by the following expressions for A, B and C constants [3]:

$$A = -\left(\frac{4\beta'\mu C}{3r'^3} + \frac{\beta'P}{3}\right); B = \left(\frac{4\mu\beta C}{3R^3} - \frac{\beta P}{3}\right); C = \frac{(r' - r)r^2}{4\beta'\mu r' / 3r' + 1},$$

where  $r$  is hole radius,  $r'$  is inclusion radius,  $R$  is garnet radius,  $\alpha$  (thermal expansion),  $\beta$  (isothermal compression),  $\mu$  (shear modulus) is the elastic constant of garnet,  $\alpha'$ ,  $\beta'$  are the elastic constants of the inclusion. The equations were solved using the iteration method. A, B and C, as well as the parameters  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\alpha'$ ,  $\beta'$ ,  $\mu$ ,  $\omega$ , were calculated at each step of the increase in  $P$  and  $T$ . Superhigh pressure was estimated from the coincidence of the inclusion radius with the radius of the corresponding hole in the crystal. The inclusion radius is expected to meet the requirement:  $R > 5r'$  and is calculated from the equation

$$r' = r_0 \cdot \left[ \exp\left(\int_{T_1}^{T_2} \alpha(T) dT\right) \right]^{1/3},$$

$$\text{where } \alpha(T) = \alpha_0 + \frac{\partial \alpha}{\partial P} \cdot P + \frac{\partial \alpha}{\partial T} \cdot T + \frac{\partial \alpha}{\partial T^2} \cdot T^{-2}. r_0 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}, R = 2.5 \cdot 10^{-3} \text{ m}$$

Pressure in the chlorite inclusion was estimated separately for each rock-forming mineral. Estimates were obtained for the PT evolution trend of garnet-pyroxene rock (Fig. 2, Table 1) determined during special study [4]. Modelling has shown that pressure in the inclusions in garnet and orthopyroxene during progressive metamorphism is 0.6 and 0.2 kbar lower than lithostatic pressure, respectively, and slightly higher (by 0.03 kbar) in clinopyroxene (Fig. 2a, Table 1). Upon decompression, the pressure in the inclusions is always 0.3-0.6 kbar higher than lithostatic pressure (Table 1). Obviously, the estimated deviations of the pressure in inclusions from lithostatic pressure are too small to disturb the integrity of minerals. Consequently, the formation of cracks was related to other processes that lead to changes in the specific volume of the inclusion. Chlorite melting is an example of such processes.

Although the thermodynamic stability conditions of diabantite are still unknown, the probability of its decomposition upon progressive metamorphism, which could have resulted in the dehydration melting of inclusions at the peak of metamorphism of garnet-pyroxene rock ( $P=18$  kbar,  $T=700^\circ\text{C}$ ), cannot be ruled out [4]. This process is known from experimental research and from the study of natural materials [5]. The assumption of the melting of inclusions is in good agreement with their morphology and with the occasional distribution of associated minerals at the periphery of vacuoles. As melting is related to the increase of specific volume and crystallization at a regressive stage to its decrease, this process can be estimated quantitatively, using the elastic inclusion model again. Calculation, made for inclusion melting at the peak of metamorphism, has shown that an increase in the specific volume of the inclusion by 5 % is compensated by the growth of pressure by more than 30 kbar in garnet and by over 20 kbar in pyroxenes (Fig. 2b). If the host mineral was not durable enough to retain the resulting stress, then the crystal was "broken" and radiating cracks were formed. In such cases, the pressure in the inclusions could drop to lithostatic values. Conversely, the crystallization of such an inclusion is expected to be accompanied by a reduction in specific volume and by the drop of pressure in the inclusion, which could result in the formation of concentric mudcracks. According to model estimates, as volume decreases by 3 %, the pressure in the inclusion hosted by both clino- and orthopyroxene drops 13 kbar (Fig. 2b).

The results of modeling have shown that differences in the physical properties of chlorite and host minerals (garnet, clinopyroxene, orthopyroxene) are not great enough to create a considerable stress in the inclusions discussed which can disturb the durability of the host minerals. Consequently, the systems of cracks the authors have revealed are related to phase transformations in the inclusions such as the above melting/crystallization of inclusions and some hypothetical shifted reactions.

*The project was supported by RFFR grants 09-05-01217 and 09-05-00991*

## Литература – References

1. Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences // Contribution of Mineralogy and Petrology. 1984. V. 86. P. 107-118.

2. van der Molen, I., van Roermund H.L.M. The pressure path of solid inclusions in minerals: the retention of coesite inclusions during uplift // *Lithos*, 1986. V. 19. P. 317-324.
3. Gillet Ph., Ingrin J. and Chopin C. Coesite in subducted continental crust: *P-T* history deduced from an elastic model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. V. 17. P. 426-436.
4. Моргунова А.А., Перчук А.Л. Петрология докембрийских метаультрамафитов Гридинского высокобарного комплекса, Карелия // *Геология и Геофизика*. 2010. В печати
5. Перчук А.Л., Давыдова В.В., Бурхард М., Мареш В.В., Шертл Х.П., Япаскурт В.О. Сафонов О.Г. Эффекты преобразования минеральных включений в гранате при высоком давлении: эксперимент и его приложение к карбонатно-силикатным породам Кокчетавского массива. // *Геология и Геофизика*. 2009. Т. 50. № 12. С. 1487-1505.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ЭКЛОГИТОВ И ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ГРИДИНСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ

*Ножевник В.М.*

ИГЕМ РАН, Москва, Россия, victoriya2005@mail.ru

## MINERAL PARAGENESES OF ECLOGITES AND ECLOGITE-LIKE ROCKS FROM THE GRIDINO DYKE FIELD

*Nozhevnik V.M.*

Institute of Mineralogy, Petrology and Ore Geology, RAS, Moscow, Russia, victoriya2005@mail.ru

На всей территории Беломорского подвижного пояса описаны коренные выходы эклогитовых пород, сформировавшихся по интрузивам основного состава. Находки эклогитов в районе с. Гридино интересны тем, что здесь сохранены их естественные взаимоотношения с вмещающими толщами, которые позволяют корректно восстановить геолого-структурные и физико-химические условия формирования эклогитовых пород.

Несмотря на то, что петрологической характеристике даек Гридинского дайкового поля посвящены многие работы [1,2,3], условия образования метаморфических пород района с. Гридино до сих пор остаются спорными. Проблема заключается в том, каков возраст метаморфизма и одинакова ли его степень для всех типов пород. В соответствии с решением этого вопроса предлагаются различные тектонические модели. Остается неясным, формировались ли эклогиты изофациально с вмещающими горными породами или для их образования требовались какие-либо специфические физико-химические (и, соответственно, геодинамические) условия, не имевшие регионального значения. Ключом к решению этого вопроса являются совместные исследования как эклогитов, так и вмещающих пород с применением метода количественно-парагенетического анализа. В основе этого метода лежит детальное изучение минеральных ассоциаций, текстурных и структурных взаимоотношений минералов, количественный анализ их составов и расчет по этим данным главных физико-химических параметров минеральных равновесий.

В составе Гридинского дайкового поля распространены метаморфизованные дайки базитов. Причем одни из них сохранили облик интрузивных тел и пересекают гнейсовидность, а другие были значительно деформированы [4]. Метаморфизованные дайки базитов прорывают породы тектонического меланжа, в составе которого преобладают метатоналиты и метаграниты.

Эклогитизированные базиты на контактах с вмещающими горными породами обычно амфиболизированы. Встречаются среднезернистые амфиболиты с биотитом, реже с гранатом и небольшим количеством плагиоклаза — конечный результат преобразования данных пород.

Вмещающие породы - метаморфизованные тоналиты, плагиограниты и граниты - разгнейсованы. В их составе преобладают: биотит, гранат, амфибол, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц, иногда присутствует эпидот. Причем эпидот чаще всего встречается в тех разновидностях пород, в которых отсутствует гранат и встречается карбонат.

Образцы, отобранные в разных местах одной дайки, были изучены из участков с сохранившимися первично-магматическими парагенезисами, а также из эклогитизированных и амфиболизированных участков.

Наиболее информативным оказался образец, отобранный на о. Воротная Луда на контакте кислой породы с метаксенолитом роговообманково-гранат-клинопироксен-биотит-плагиоклазового состава.

В образце отчетливо выделяются три домена, различающихся по валовому и минеральному составу: в домене, соответствующем метаграниту, преобладают высокомагнезиальный биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц; в промежуточном домене, условно названном метапелитом, присутствуют биотит, гра-





нат, плагиоклаз, кварц, а также обнаружен кианит, т.е. минеральная ассоциация, наиболее пригодная для геотермобарометрии. Наконец, «основной» домен сложен эклогитоподобной ассоциацией, состоящей из граната и клинопироксена, с подчиненными роговой обманкой и плагиоклазом. В породе можно выделить два типа граната: первый – гипидиоморфный, с большим количеством включений в центре и практически полным их отсутствием по краям зерен; второй – не имеющий четких очертаний, с большим количеством включений кварца и биотита. Это говорит о том, что порода, вероятно, претерпела сложный цикл метаморфических преобразований. На это также указывают различия состава граната в соседних доменах. Предварительные расчеты показали, что РТ параметры пика метаморфизма, установленные по минеральным ассоциациям различных доменов, близки между собой и соответствуют 650-700°C и 11-12 кбар.

Eclogitic rocks formed after basic intrusions have been described from the entire Belomorian mobile belt. Finds of eclogites from the Gridino area are interesting because the eclogites have retained their natural relations to host units that can be examined to correctly reconstruct the geological-structural and physico-chemical conditions of formation of eclogitic rocks.

Although dykes from the Gridino Dyke Field have been described petrologically by many authors [1, 2, 3,], the conditions of formation of metamorphic rocks in the Gridino area remain the subject of debate. Two questions arise: 1) What is their metamorphic age? 2) Is metamorphic grade the same for all rock types? Various tectonic models have been proposed to answer these questions. It is not clear whether eclogites were formed isofacially with host rocks or some distinctive physico-chemical (and, therefore, geodynamic) conditions of no regional significance were required for their formation. Solution to this problem is provided by combined study of both eclogites and host rocks using quantitative-paragenetic analysis. This approach is based on detailed examination of mineral assemblages, textural and structural relations between minerals, quantitative analysis of their compositions and estimation of the basic chemical parameters of mineral equilibria from the data obtained.

Metamorphosed basic dykes are widespread in the Gridino Dyke Field. Some have retained the habit of intrusive bodies and cut across gneissosity, while others have been greatly deformed [4]. Metamorphosed basic dykes cross-cut tectonic mélange rocks dominated by metatonalite and metagranite.

Eclogitized basic rocks are commonly amphibolized at host rock contacts. Medium-grained amphibolites with biotite, lesser garnet and small quantities of plagioclase, produced by alteration of these rocks, are encountered.

Host rocks, such as metamorphosed tonalite, plagiogranite and granite, are foliated. Their composition is dominated by biotite, garnet, amphibole, plagioclase, K-feldspar and quartz. Epidote is encountered occasionally. It occurs commonly in rock varieties, where garnet is absent and carbonate is sometimes present.

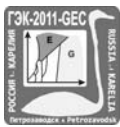
Samples collected from the different portions of a dyke were examined from areas with preserved primary-magmatic parageneses and from eclogitized and amphibolized areas.

The sample collected from Voroynaya Luda Island at the contact between felsic rock and metaxenolith of hornblende-garnet-clinopyroxene-biotite-plagioclase composition was found to be most informative.

Three domains, differing in bulk and mineral composition, are clearly distinguished in the sample: 1) the domain which corresponds to metagranite is dominated by high-Mg biotite, plagioclase, K-feldspar and quartz; 2) the intermediate domain, named arbitrarily metapelite, consists of biotite, garnet, plagioclase and quartz; kyanite, i.e. a mineral assemblage most suitable for geothermobarometry, has also been revealed; 3) the “basic” domain is made up of an eclogite-like assemblage consisting of garnet and clinopyroxene with minor hornblende and plagioclase. Two types of garnet can be distinguished in the rock: 1) a hypidiomorphic type with abundant inclusions in the centre and their almost complete absence along grain margins; 2) an indistinct type with abundant quartz and biotite inclusions. This, together with differences in garnet composition between neighbouring domains, suggests that the rock has been subjected to a complex cycle of metamorphic alterations. Preliminary calculations have shown that the PT parameters of the metamorphic peak, estimated from the mineral assemblages of different domains (650-700°C and 11-12 kbar) are similar.

#### Литература -References

1. Степанов В. С. , Степанова А.В. Ранние палеопроторозойские метагabbро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс)// Геология и полезные ископаемые Карелии .Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 55-71
2. Степанов В.С., Степанова А.В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия (Материалы научной конференции и путеводитель экскурсии). Петрозаводск, 2005. С. 285-288



3. Сибелев О.С., Бабарина И.И., Слабунов А.И., Конилов А.Н. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, Кар. НЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 5-20.
4. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс// Доклады РАН, 2005. N. 405, № 3. С. 376-380

## КОНТРАСТНЫЕ РЕЖИМЫ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ БАЗИТОВ В ГРИДИНСКОМ ВЫСОКОБАРНОМ КОМПЛЕКСЕ, КАРЕЛИЯ

Перчук А.Л.<sup>1,2</sup>, Моргунова А.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ГМГУ им. Ломоносова, Москва, Россия, alp@geol.msu.ru

<sup>2</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия, almor@iem.ac.ru

## CONTRASTING BASIC ROCK ECLOGITIZATION REGIMES IN THE GRIDINO HIGH-PRESSURE COMPLEX, KARELIA

Perchuk A.L.<sup>1,2</sup>, Morgunova A.A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Lomonosov MGU, Moscow, Russia, alp@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Institute of Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka, Russia, almor@iem.ac.ru

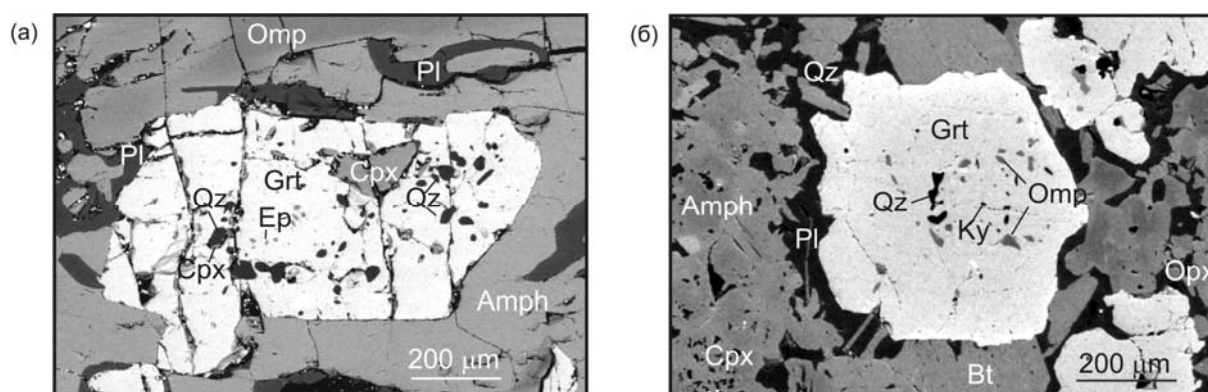
Эклогиты несут важнейшую информацию о глубинных процессах, протекающих в зонах конвергенции литосферных плит. Характер эклогитизации может меняться в зависимости от различных параметров, к числу которых можно отнести термальную структуру зоны субдукции/коллизии, положение пород в погружающейся плите, тип первичных пород и флюидный режим метаморфизма. Если в одних эклогитах прогрессивные преобразования отсутствуют вовсе, то в других наблюдается последовательная смена одних минеральных ассоциаций другими. Примечательно, что в метаморфических комплексах, как правило, проявлен лишь один из вышеперечисленных режимов эклогитизации. В этой связи большой интерес представляет Гридинский высокобарный комплекс, где в телах, находящихся на небольшом удалении друг от друга (первые километры) в пределах единого гнейсового субстрата, проявлены оба режима эклогитизации. В данной работе приводится петрологическая характеристика пород, эклогитизированных в разных режимах, и обсуждаются возможные причины их пространственного совмещения в пределах одного комплекса.

Гридинский высокобарный комплекс представляет собой тектоническую пластину северо-западного простирания, прослеживающуюся в прибрежной полосе и на о-вах Белого моря до 50 км при ширине 6–7 км [1]. Основной объём комплекса составляют мигматизированные гнейсы, содержащие будинированные тела пород различного размера и состава. В будинах резко преобладают породы основного состава – метабазиты (эклогиты и амфиболиты), реже присутствуют метаультрамафиты, мраморы, цоизитовые и скаполитовые породы. Комплекс сечется метаморфизованными в условиях эклогитовой и верхов амфиболитовой фаций дайками габброидов палеопротерозойского возраста, а также интрузиями и жилами плагиогранитов [1-3].

Один из режимов метаморфизма можно наблюдать в некоторых будинированных телах, находящихся в амфибол-биотитовых гнейсах о-ва Столбиха. Это массивные мелко-среднезернистые породы с гранобластовой структурой. Высокобарный парагенезис представлен гранатом, омфацитом, кварцем и рутилом. На регрессивной стадии образуются  $\text{Amf} \pm \text{Pl} \pm \text{Bt}$  каймы вокруг граната, а также  $\text{Srx} + \text{Pl} \pm \text{Amf} \pm \text{Bt}$  симплектиты по клинопироксену. В центральных, наименее железистых, частях граната находятся включения эпидота, хлорсодержащего амфибола, карбоната, редкие включения кварца и альбита, которые фиксируют ранний этап развития породы, соответствующий амфиболитовой фации метаморфизма. Располагающиеся во внешней зоне роста граната включения кварца и омфацита относятся к пикам метаморфизма (рис.1а). Омфацит в матриксе и во включениях содержит до 32 мольн. % жадеита. В клинопироксене из симплектитов содержание этого минерала снижается до 8 мольн. %. По данным термобарометрии (гранат-клинопироксеновый термометр [4] и клинопироксен-плагиоклаз-кварцевый барометр [5]), пик метаморфизма этих пород соответствует  $T = 700\text{--}750^\circ\text{C}$  при минимальном давлении  $P = 15$  кбар.

Совсем другой характер эклогитового метаморфизма наблюдается в Гридинском дайковом поле. Типичные для этих пород метаморфические преобразования можно наблюдать в дайках метагаббро на о-ве Безымянный. Эклогиты представляют собой неравномернозернистые породы с гранобластовой струк-

турой. Они сложены гранатом, клино- и ортопироксеном, а также регрессивными биотитом, амфиболом, плагиоклазом и кварцем. В гранатах содержатся включения кианита, кварца, и омфацита с высоким содержанием жадеитовой молекулы (до 40 мольн. %) (рис.1б). В клинопироксенах основной массы содержание жадеитового минала в центрах кристаллов достигает 22 мольн. %. Примечательно, что несмотря на одинаковые РТ условия образования, включения омфацита, кианита и кварца в ядрах граната (рис.1б), показывают значительно более высокое давление, чем минералы матрикса породы. Это, вероятно, связано с локальной неоднородностью минералообразующей среды. Так, минералы из включений росли в плагиоклазовом домене, где был избыток натрия и алюминия, в то время как омфацит из матрикса кристаллизовался в домене магматического клинопироксена, обедненного Na и Al. Позиционирование наиболее высокобарной ассоциации в ядерной части граната связано с особенностями развития коронарных структур. Здесь гранат, растущий на границе плагиоклаза с Fe-Mg минералом, может полностью заполнить домен, выполненный одним из исходных минералов. Такой характер роста граната (внутри кристалла) возможен в том случае, когда объем одного из доменов (плагиоклаз), существенно меньше объема другого домена (пироксен). Регрессивные проявления характеризуются ростом краев более железистого граната и клинопироксена с низким содержанием жадеита, а также развитием вторичных плагиоклаза, амфибола, биотита и плагиоклаз-клинопироксеновых симплектитов. Согласно показаниям гранат-клинопироксенового термометра [7] и клинопироксен-плагиоклаз-кварцевого барометра [8], пик метаморфизма этих пород отвечает  $T=750^{\circ}\text{C}$  при давлении  $P \geq 15$  кбар. Отсутствие парагонита в породе свидетельствует о том, что активность воды во флюиде при этих параметрах согласно равновесию парагонит=жадеит+кианит+ $\text{H}_2\text{O}$  не превышала 0.4.



**Рис.1.** Структурные соотношения в эклогитах, образованных при разных режимах метаморфизма. а - эклогит с прогрессивной и регрессивной стадиями метаморфизма, о-в Столбиха, б - эклогит с проявлением пика метаморфизма и регрессивной стадии (о-в Безымянный). Фотография в отраженных электронах. Условные обозначения: Amph - амфибол, Bt - биотит, Cpx - клинопироксен, Ep - эпидот, Grt - гранат, Ky - кианит, Omp - омфацит, Orp - ортопироксен, Pl - плагиоклаз, Qz – кварц.

Сравнивая петрологические особенности рассмотренных пород, можно говорить о том, что одни из них (эклогиты о-ва Столбиха) были образованы в результате прогрессивного метаморфизма, сопровождающегося интенсивным выделением водного флюида, в то время как другие (эклогиты о-ва Безымянный) были образованы при эклогитовом метаморфизме, наложенном на "сухую" магматическую ассоциацию. Столь разные режимы метаморфизма могут быть связаны либо с разными геодинамическими обстановками (субдукция, коллизия), и тогда эклогиты должны иметь разные возрасты, либо с разным позиционированием разновозрастных пород в погружающейся плите.

*Финансовая поддержка: гранты РФФИ № 09-05-01217 и 09-05-00991*

Eclogites contain essential evidence for the deep processes occurring in the convergence zones of lithospheric plates. Eclogitization pattern depends on various parameters such as the thermal structure of a subduction/collision zone, the position of rocks in a plunging plate, the type of primary rocks and the fluid regime of metamorphism. Some eclogites exhibit no progressive alterations, while others display a succession of mineral assemblages. Curiously, only one of the above eclogitization regimes is commonly observed in metamorphic complexes. Of great inter-

est in this connection is the Gridino high-pressure complex, where both eclogitization regimes were identified in bodies spaced several kilometers apart in common gneiss substrate. In the present paper the petrological characteristics of rocks eclogitized in different regimes are described and possible reasons of their spatial overlapping within one complex are discussed.

The Gridino high-pressure complex is a northwest-trending tectonic slab which is traced in a coastal strip and on islands in the White Sea over a distance of up to 50 km and over a width of 6-7 km [1]. The complex is dominated by migmatized gneisses that host boudin-like rock bodies varying in size in composition. The boudins are clearly dominated by mafics such as metabasic rocks (eclogites and amphibolites); metaultramafic rocks, marble and zoisitic and scapolitic rocks are less common. The complex is cut by gabbroid dykes of Palaeoproterozoic age, metamorphosed to eclogite and upper amphibolite grade, and by plagiogranite intrusions and veins [1-3].

One metamorphic regime is observed in some boudin-like bodies that occur in amphibole-biotite gneisses on Stolbikha Island. They consist of massive fine- to medium-grained granoblastic-structured rocks. High-pressure paragenesis is represented by garnet, omphacite, quartz and rutile.  $\text{Amf} \pm \text{Pl} \pm \text{Bt}$  rims around garnet and  $\text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Amf} \pm \text{Bt}$  symplectites after pyroxene are formed at a regressive stage. Epidote, chlorine-bearing amphibole and carbonate inclusions, as well as scarce quartz and albite inclusions that indicate an early stage in rock evolution corresponding to amphibolite-facies metamorphism, occur in the central, Fe-poorest portions of garnet. The quartz and omphacite inclusions, occurring in the external zone of garnet growth, were generated at the peak of metamorphism (Fig.1a). Omphacite in the matrix and in inclusions contains up to 32 mole % jadeite. The concentration of this mineral in clinopyroxene from symplectites declines to 8 mole %. Thermobarometric data (garnet-clinopyroxene thermometer [4] and clinopyroxene-plagioclase-quartz barometer [5]) have shown that the metamorphic peak of these rocks was at a temperature of 700-750°C and at a minimum pressure of 15 kbar.

The eclogite-facies metamorphism in the Gridino Dyke Field shows an absolutely different pattern. Metamorphic alterations typical of these rocks can be observed in metagabbro dykes on Bezmyanny Island. The eclogites occur as inequigranular granoblastic-structured rocks. They consist of garnet, clino- and orthopyroxene and regressive biotite, amphibole, plagioclase and quartz. Garnets host kyanite, quartz and omphacite inclusions with a high concentration of a jadeite molecule (up to 40 mole %) (Fig.1b). The clinopyroxene of the matrix contains up to 22 mole% jadeite mineral in the centre of crystals. It should be noted that, in spite of identical P-T conditions of formation, omphacite, kyanite and quartz inclusions in garnet cores (Fig.1b) show much higher pressures than rock matrix minerals, which is probably due to the local heterogeneity of a mineral-forming environment. For example, minerals from inclusions grew in a plagioclase domain, where sodium and aluminium concentrations were excessively high, whereas omphacite from the matrix crystallized in an igneous clinopyroxene domain depleted in Na and Al. The position of the highest assemblage in the core of garnet is due to the evolution characteristics of coronary structures. Here, garnet growing at the plagioclase-Fe-Mg mineral boundary can fill the domain composed of one of original minerals. Such a garnet growth pattern (into a crystal) is possible when the volume of one domain (plagioclase) is much smaller than that of other domain (pyroxene). Regressive events are characterized by the growth of the margins of Fe-rich garnet and low-jadeite clinopyroxene and the evolution of secondary plagioclase, amphibole, biotite and plagioclase-clinopyroxene symplectites. The garnet-clinopyroxene thermometer [7] and the clinopyroxene-plagioclase-quartz barometer [8] show that the metamorphic peak of these rocks was at a temperature of 750°C and a pressure  $\geq 15$  kbar. The absence of paragonite in the rocks suggests that water activity in the fluid at these parameters was not more than 0.4 according to the equilibrium  $\text{paragonite} = \text{jadeite} + \text{kyanite} + \text{H}_2\text{O}$ .

Comparison of the petrological characteristics of the rocks described shows that some of them (eclogites from Stolbikha Island) were produced by progressive metamorphism accompanied by the intense release of water fluid, while others (Bezmyanny Island eclogites) were generated by eclogite-facies metamorphism overprinted on a "dry" magmatic assemblage. So different metamorphic regimes could be due either to different geodynamic settings, such as subduction or collision (if so, then eclogites are expected to differ in age) or to the different positions of coeval rocks in a plunging slab.

## Литература -References

1. Володичев О.И., Слабунов А.И. Бибилова Е.В., Конилов А.Н., Кузнецов Т.И.. Архейские эклогиты Беломорского Подвижного Пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. С. 609-629.
2. Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // Petrology. 2009. V.17. № 7. P. 684-706.



3. Докукина К.А., Каулина Т.В., Конилов А.Н. Датирование реперных событий в истории докембрийских сложнодислоцированных комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции) // Докл. АН. 2009. Т. 425(1). С. 83–88.
4. Ravna E.K. The garnet-clinopyroxene  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg geothermometer: an updated calibration // J. metamorphic Geol.. 2000. № 18. P. 211-219.
5. Перчук А.Л. Новый вариант омфациит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфациита и альбита // Докл. АН СССР. 1992. № 324. С. 1286-1289.

## ДУАЛИЗМ ПРОЦЕССОВ ОРТОПИРОКСЕНИЗАЦИИ МАНТИИ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Перчук А.Л.<sup>1,2</sup>, Япаскурт В.О.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Геологический ф-т МГУ им. Ломоносова, Москва, Россия, alp@geol.msu.ru

<sup>2</sup> ИЭМ РАН, Черногловка, Россия

## DUALISM OF MANTLE ORTHOPYROXENIZATION IN SUBDUCTION ZONES: EXPERIMENTAL DATA

Perchuk A.L.<sup>1,2</sup>, Yapaskurt V.O.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Lomonosov MGU, Moscow, Russia, alp@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Institute for Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka, Russia

В океанической литосфере находятся колоссальные объемы водного флюида, заключенного в структуре минералов. Возрастание температуры и давления в субдуцирующей плите способствует протеканию метаморфических реакций дегидратации, вследствие которых связанная вода покидает плиту, взаимодействуя с породами вышележащей мантии. Эти процессы во многом определяют характер и степень преобразования мантийного клина и формирование магматического фронта. Поскольку природные данные по составу висячего крыла мантии и процессам его преобразования весьма ограничены, важную роль в их познании играют экспериментальные исследования. Вместе с тем, большие термальные градиенты, характерные для зон субдукции, затрудняют изучение взаимодействия холодной океанической коры с горячей мантией традиционными методами, основанными на изотермо-изобарических экспериментах. Разрабатываемый нами новый подход позволяет воспроизводить особенности термальной структуры зон субдукции на установке типа "цилиндр-поршень" [1]. Эта методика основана на создании значительного температурного градиента, обеспечивающего протекание реакций дегидратации в образцах коровых пород в низкотемпературной области, и синхронное воздействие высвобождающегося существенно-водного флюида на породы мантии в высокотемпературной области. В данной работе приводятся результаты эксперимента, моделирующего процессы преобразования оливина, представляющего модельный аналог мантийного клина, под воздействием флюида, выделившегося из глаукофанового сланца, являющегося модельным аналогом коры.

Эксперимент при давлении 2.6 ГПа продолжительностью 168 часов выполнялся на установке "цилиндр-поршень" в ИЭМ РАН. Измеряемая с помощью WRe5/20 термопары температура на верхнем конце 5 мм Pt ампулы составляла 1000°C. Температура ~760°C на нижнем конце ампулы рассчитывалась с помощью специальной программы [2], учитывающей теплофизические свойства композитных материалов и размеры вещества после опыта. Корректность расчётных температур устанавливалась с помощью калибровочных экспериментов с двумя термопарами, помещенными на разных (фиксированных) уровнях ячейки.

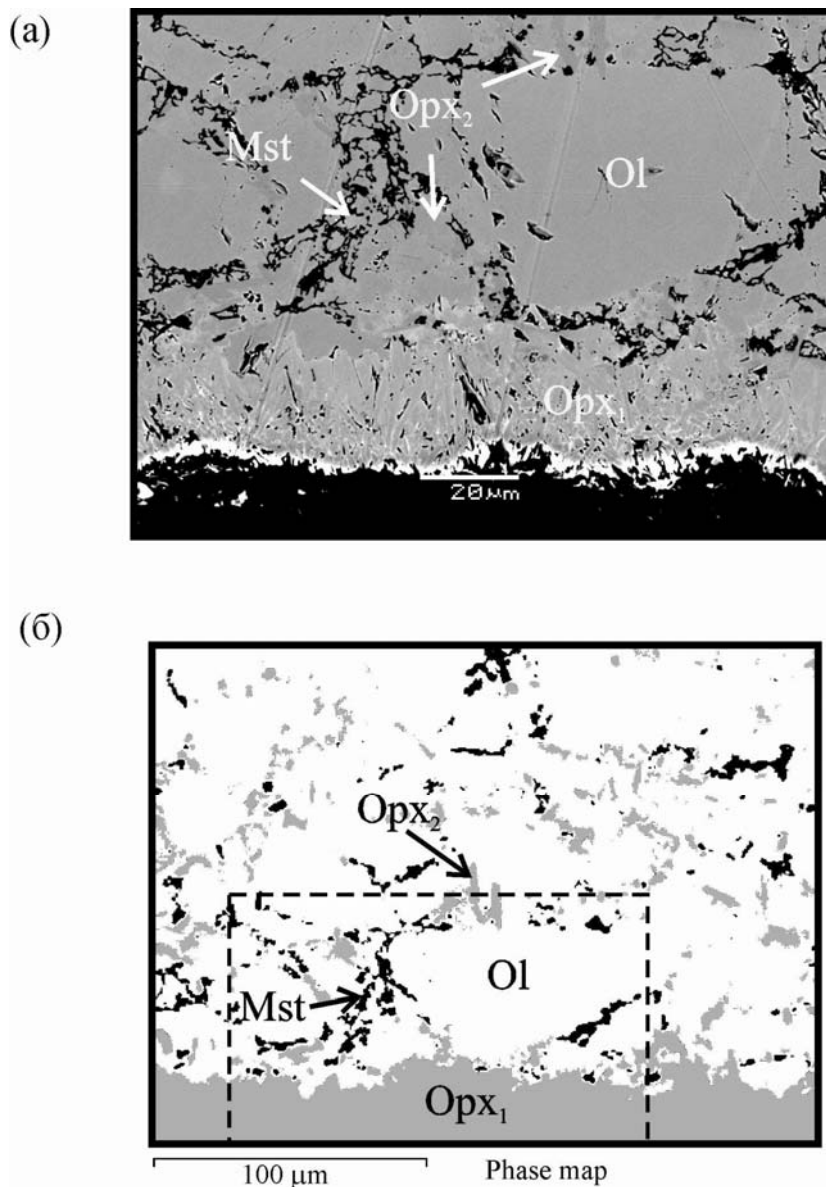
Порошки исходных пород (размер зерен менее 50 мкм) помещались в ампуле в виде своеобразного «сэндвича», в котором глаукофановый сланец находился в более низкотемпературной зоне, чем оливин. РТ условия экспериментов соответствовали режиму так называемой «горячей» субдукции [3]. В опытах использовался глаукофановый сланец из района Атбаши, Киргизия, сложенный преимущественно глаукофаном (до 95 объемных %), с небольшими содержаниями фенгита, эпидота, баррузита, хлорита, кальцита и альбита. Кристалл свежего оливина был отобран в карьере Ахайм, Норвегия.

В ходе эксперимента происходило преобразование веществ под воздействием метаморфических и метасоматических процессов. Глаукофан частично замещался омфациитом, кварцем и амфиболом винчитового состава. Объем последнего увеличивается от основания глаукофансланцевой области к её высокотемпературной границе с оливином, где появляются также кристаллы граната. Выделяющийся в ходе разложения глаукофана водный флюид содержал ряд породообразующих компонентов (Si, Al и др.), которые, взаимодействуя с оливином (Ol) по реакции



способствовали образованию ортопироксенового (Opx) слоя мощностью до 40 мкм в основании оливиновой зоны (рис.1а).

Выше ортопироксенового слоя встречается еще один ортопироксен (Opx<sub>2</sub>) с повышенной магниальностью. Этот ортопироксен ассоциирует с червеобразными выделениями магнезита (Mst), приуроченными к границам зерен оливина (рис.1 а).



**Рис. 1.** Основание оливиновой зоны после эксперимента. а – ортопироксеновый слой и магнезит-ортопироксеновые выделения на границе зерен оливина. Изображение в отрезанных электронах. б – карта минеральных фаз по данным исследования на микронзонде. Рамка – область, представленная на рис.1а. Символы минералов: Opx – ортопироксен, Ol – оливин, Mst - магнезит

Поскольку магнезит в исходной породе отсутствовал, то его появление в оливиновой зоне, вероятно, связано с растворением кальцита из глаукофанового сланца в водном флюиде и отложением в форме магнезита по восходящему термальному градиенту. Ключевую роль в этом процессе играл водно-карбонатный флюид, под действием которого протекала не только реакция (1), но и пространственно отделенная от неё реакция диспропорционирования:



отметим, что в отличие от реакции (1) образование ортопироксена в данной реакции протекало без привноса кремния. Карта минеральных фаз, построенная на основе карт распределения породообразующих элементов в основании оливинового слоя, показала, что объемное содержание ортопироксена второго типа и магнетита сопоставимы (рис. 1б). Это подтверждает корректность сделанного предположения о реакции (2).

Таким образом, в ходе экспериментального исследования было показано, что в составе мантийного клина могут происходить масштабные преобразования исходного оливина под воздействием водно-карбонатного флюида с образованием двух типов ортопироксена, различающихся по структурным и химическим критериям. Ортопироксенизация мантии в зонах субдукции контролируется не только привносом в нее кремния и алюминия, но и углекислоты.

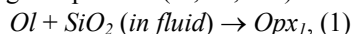
*Финансовая поддержка: гранты РФФИ № 09-05-01217 и 09-05-00991*

The oceanic lithosphere contains tremendous quantities of water fluid present in mineral structure. Rising temperatures and pressures in a subducting slab contribute to metamorphic dehydration reactions, owing to which combined water leaves the slab, interacting with the rocks of the overlying mantle. These processes are largely responsible for the pattern and degree of transformation of the mantle wedge and the formation of a magmatic front. As natural evidence for the composition of the hanging wall of the mantle and its transformation is fairly limited, experimental study contributes greatly to their understanding. At the same time, high thermal gradients, characteristic of subduction zones, make it hard to examine interaction between cold oceanic crust and a hot mantle by conventional methods based on isothermal-isobaric experiments. A new approach the authors are developing can be used to reproduce the thermal structural characteristics of subduction zones on a "cylinder-piston" assembly [1]. This approach is based on the creating of a considerable temperature gradient to contribute to dehydration reactions in crustal rock samples in a low-temperature range and to the simultaneous effect of the largely aqueous fluid emanated on mantle rocks in a high-temperature range. The present paper reports the results of an experiment conducted to simulate the transformation of olivine, a model analogue of a mantle wedge, by the fluid which emanated from glaucophane schist, a model analogue of crust.

The experiment was carried out at a pressure of 2.6 GPa for 168 h on a "cylinder-piston" assembly at the Institute for Experimental Mineralogy, RAS. The temperature at the upper end of a 5 mm Pt ampoule, measured with a WRe5/20 thermocouple, was 1000°C. The temperature ~760°C at the lower end of the ampoule was calculated with a special software [2] which accounts for the thermophysical properties of composite materials and for the size of the matter after the experiment. The correctness of estimated temperatures was checked by conducting calibration experiments with two thermocouples mounted at different (stable) cell levels.

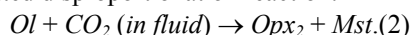
Powders of original rocks (grain size less than 50 µm) were placed in an ampoule in the form of a sandwich, in which glaucophane schist was in a lower-temperature zone than olivine. The PT conditions of the experiment were consistent with a so-called "hot" subduction regime [3]. Glaucophane schist from the Atbashi area, Kirgizia, was used. It consists dominantly of glaucophane (up to 95 vol. %) and small concentrations of phengite, epidote, barroisite, chlorite, calcite and albite. A fresh olvine crystal was collected from Ahaim quarry, Norway.

During the experiment the substances were subjected to metamorphism and metasomatism. Glaucophane was partly replaced by omphacite, quartz and amphibole of winchite composition. The volume of amphibole increases from the base of a glaucophane schist range towards its high-temperature boundary with olivine, where garnet crystals emerge as well. The water fluid, which emanates during glaucophane decomposition, contained some rock-forming components (Si, Al, etc.) which interacted with olivine (Ol) in the reaction



contributing to the formation of an orthopyroxene (Opx) layer, up to 40 µm thick, at the base of the olivine zone (Fig. 1a).

Above the orthopyroxene layer is another, Mg-rich, orthopyroxene (Opx<sub>2</sub>) layer. This orthopyroxene is associated with vermiform magnesite (Mst) emanations confined to olivine grain boundaries (Fig. 1 a). As there was no magnesite in the original rock, its presence in the olivine zone is presumably due to the dissolution of calcite from glaucophane schist in water fluid and deposition in the form of magnesite along the ascending thermal gradient. A key role in this process was played by water-carbonate fluid which affected not only reaction (1) but also the spatially separated disproportionation reaction:



It should be noted that, in contrast to reaction (1), orthopyroxene was formed in this reaction without addition of silicon. The map of mineral phases, produced on the basis of maps of rock-forming element distribution at the base

of the olivine layer, has shown that the volume concentrations of second-type orthopyroxene and magnesite are comparable (Fig.16). Consequently, our assumption regarding reaction (2) is correct.

To sum up, our experimental study has shown that in original olivine in the mantle wedge can be considerably altered by water-carbonate fluid to form two types of orthopyroxene differing in structural and chemical criteria. Mantle orthopyroxenization in subduction zones is controlled by the addition of not only silicon and aluminium but also carbonic acid.

#### Литература – References

1. Перчук А.Л., Корепанова О.С. Новый вариант омфациит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфациита и альбита // Доклады Академии Наук. 2011 Т. 437. С. 393–395.
2. Schilling F., Wuender B. Temperature distribution in piston-cylinder assemblies: numerical simulations and laboratory experiments // Eur. J. Mineral. 2004. V. 16. P. 7–14.
3. Peacock S.M. Fluid process in subduction zones // Science. 1990. V. 248. P. 329–337.

### ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

*Петров В.П.<sup>1</sup>, Петровская Л.С.<sup>1</sup>, Петровский М.Н.<sup>1</sup>, Елизарова И.Р.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, petrov@admksk.apatity.ru

<sup>2</sup> ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, Россия

### AGE BOUNDARIES OF MANIFESTATION OF THE GRANULITE METAMORPHISM IN THE HISTORY OF GEOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE CENTRAL - KOLA BLOCK (THE KOLA PENINSULA)

*Petrov V.P.<sup>1</sup>, Petrovskaya L.S.<sup>1</sup>, Petrovsky M.N.<sup>1</sup>, Yelizarova I.R.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Geological Institute, Kola Science Centre, Apatity, Russia, petrov@admksk.apatity.ru

<sup>2</sup> Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials, KSC of RAS, Apatity, Russia

Широкое внедрение современных методов геохимии, геохронологии, геотермобарометрии и геофизики в изучение метаморфических комплексов позволили существенно скорректировать наши знания по этапности развития эндогенных, в том числе и метаморфических, процессов в докембрии региона и Центрально-Кольского блока в частности.

Гранулит-гнейсовые комплексы Центрально-Кольского блока характеризуются неоднократным проявлением метаморфизма и магматизма, умеренным высокоградиентным андалузит-силлиманитовым типом термодинамического режима регионального метаморфизма архейского времени, сопряженностью гранулитового метаморфизма со становлением гиперстенсодержащих гранитоидов.

Произведена реконструкция протолита гнейсов кольской серии по петрогенным и редкоземельным элементам. Расположение составов гнейсов в полях осадочных и изверженных пород позволяет предполагать, что протолитами гнейсов кольской серии являлись осадочные и вулканогенно-осадочные породы. Геодинамические условия формирования пород исходных для гнейсов кольской серии отвечают условиям островодужных образований. Время проявления вулканической деятельности и образования гнейсов кольской серии в северо-западной части мегаблока фиксируется наличием циркона вулканогенного происхождения с возрастом  $2910 \pm 21$  млн. лет [3], что свидетельствует о синхронности процессов осадконакопления и вулканизма в Центрально-Кольском мегаблоке. Модельный Sm-Nd возраст протолита гнейсов кольской серии оценивается в 2922 млн. лет в северо-восточной части Центрально-Кольского мегаблока (Timmerman, Daly, 1995) и – в 2955 млн. лет в его центральной части [4].

В районе озера Чудъявра (северо-восточная часть блока) продатированы наиболее ранние этапы гранулитового метаморфизма и эндробитообразования в пределах Центрально-Кольского блока с возрастными  $2832 \pm 11$  млн. лет [5] и  $2830 \pm 60$  млн. лет (Пушкарев, 1978), соответственно. Примерно в это же время фиксируется становление магматического комплекса, исходного для основных амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев центральной части мегаблока (район Веже-Тундры) с возрастом в  $2830 \pm 70$  млн. лет [1; 2]. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о региональном проявлении условий гранулитовой фации в



период 2832-2830 млн. лет в пределах центральной и северо-восточной частях блока и приуроченности формирования эндрбитов к областям развития высокометаморфизованных комплексов.

Более поздние этапы гранулитового метаморфизма определены в центре и на северо-западе блока. Для генерации гранулитовых цирконов из основных кристаллосланцев центральной части мегаблока (район Веже-Тундры) получен возраст  $2760 \pm 10$  млн. лет [1; 2]. В северо-западной части (оз. Нельярв) для гнейсов кольской серии также определен гранулитовый метаморфизм с возрастом в  $2788 \pm 16$  млн. лет [3].

Согласно данным Е.В. Бибиковой (1973) и А.И. Тугаринова, Е.В. Бибиковой (1980), региональный метаморфизм кольских гнейсов в районах ст. Пулозеро и оз. Вайкис – оз. Мончеозеро протекал одновременно как в гранулитовой, так и амфиболитовой фациях  $2740 \pm 50$  и  $2700 \pm 50$  млн. лет тому назад, соответственно. Следующий этап проявления регионального метаморфизма гранулитовой фации с возрастом  $2724 \pm 49$  млн. лет [4] датирован в эндрбит-гранулитовом комплексе района Пулозеро – Полнек-Тундры. Проявление амфиболитового метаморфизма в гнейсах кольской серии с возрастом  $2743 \pm 18$  млн. лет, который фиксируется на северо-западе мегаблока [3], может свидетельствовать о наличии метаморфической зональности с увеличением степени метаморфизма к центральной части мегаблока. Внедрение и кристаллизация гиперстенсодержащих монцодиоритов с возрастом  $2720 \pm 3$  млн. лет и кварцевых монцодиоритов  $2715 \pm 8$  млн. лет в районе оз. Чудзъявра [5] соответствуют условиям гранулитовой фации и сопряжено во времени с проявлением гранулитового метаморфизма в районе Пулозеро – Полнек-Тундра. Согласно приведенным данным, интервал 2.70-2.74 млрд. лет тому назад соответствует образованию различных пород и породных ассоциаций в высокометаморфизованных комплексах Центрально-Кольского мегаблока в условиях гранулитового метаморфизма.

Период 2.67-2.68 млрд. лет в геологической истории Центрально-Кольского блока ознаменовался формированием крупного массива эндрбитов района Пулозеро – Полнек-Тундры с возрастом  $2656 \pm 14$  млн. лет [4] и внедрением более мелких тел гиперстенсодержащих кварцевых диоритов района оз. Чудзъявра с возрастом в  $2679 \pm 18$  млн. лет [5].

В районе Пулозеро – Полнек-Тундры преобразование эндрбитов в куммингтонит-биотитовые ортогнейсы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма определяется возрастными 2640 $\pm$ 20 млн. лет и 2635 $\pm$ 5 млн. лет [4]. Близкое по времени проявление синтетектонического гранулитового метаморфизма с возрастом  $2648 \pm 18$  млн. лет фиксируется в районе оз. Чудзъявра по сильно рассланцованным силлиманит-гранат-биотитовым гнейсам [5], что может свидетельствовать о снижении степени метаморфизма этого этапа с северо-востока мегаблока к его центральной части. Примерно в это же время в районе оз. Чудзъявра фиксируется внедрение монацитсодержащих плагиогранитов с возрастом  $2634 \pm 12$  млн. лет, которые объединены в одну возрастную группу с анатектит-гранитами и плагиопегматитами [5].

Более поздний этап наложенного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации фиксируется в умереннокальцевых гнейсах кольской серии и амфибол-биотитовых тоналитах района Пулозеро – Полнек-Тундры возрастными 2568 $\pm$ 10 млн. лет и 2575 $\pm$ 20 млн. лет, соответственно [4]. К этому же этапу можно отнести внедрение жильных гранат-силлиманитсодержащих микроклин-плагиоклазовых гранитов с возрастом в  $2550 \pm 16$  млн. лет, секущих умереннокальцевые гранулиты кольской серии района Пулозеро – Полнек-Тундры, которые близки по времени к постгранулитовым пегматитам района оз. Чудзъявр с возрастом  $2556 \pm 27$  млн [5].

Петрологические исследования в сочетании с геохронологическими данными позволили установить, что эволюция архейских гранулит-гнейсовых комплексов Центрально-Кольского блока характеризуется дискретным во времени и латерально неоднородным проявлением процессов метаморфизма и магматизма. В центрально-Кольском блоке реконструируется тип эволюции «по часовой стрелке», что является характерным для умереннобарических метаморфических поясов, связанных с формированием континентальной земной коры в условиях сходных с островодужными обстановками.

---

The large-scale implementation of modern methods of geochemistry, geochronology, geothermobarometry and geophysics in the studying of metamorphic complexes allowed us to essentially adjust our knowledge concerning the stage-by-stage development of endogenous, including the metamorphic ones, processes in the Precambrian of the region and the Central – Kola block, in particular.

Granulite-gneiss complexes of the Central – Kola block are characterized by a multiple manifestation of metamorphism and magmatism, by the moderate high-gradient andalusite-sillimanite type of thermodynamic regime of regional metamorphism of the Archaean, by the conjugacy of the granulite metamorphism with establishing of hypersthene bearing granitoids.

The reconstruction of protolith of the Kola series gneisses by petrogenic and rare earth elements has been carried out. The location of gneisses' structures in the fields of sedimentary and effusive rocks allows us to assume that

sedimentary and igneous-sedimentary rocks were protoliths of the Kola series gneisses. Geodynamical conditions of formation of sedimentary rocks, original for gneisses of the Kola series meet the conditions of island-arc formations. The time of manifestation of volcanic activity and formation of the Kola series gneisses in the northwest part of the megablock can be registered by the presence of a zircon of volcanogenic origin aged  $2910 \pm 21$  Ma [3], which is an evidence of the synchronism of sediments' deposition and volcanism processes in the Central – Kola megablock. The model Sm-Nd age of the protolith of the Kola series gneisses is estimated at 2922 Ma in the northeast part of the Central – Kola megablock (Timmerman, Daly, 1995) and at 2955 Ma in its central part [4].

Near the lake Chudzyavr (the northeast part of the block) the earliest stages of granulite metamorphism and enderbite formation were dated within the Central – Kola block with respective ages of  $2832 \pm 11$  Ma [5] and  $2830 \pm 60$  Ma (Pushkarev, 1978). Approximately at the same time the establishing of magmatic complex, original for the basic amphibole-two pyroxene crystal schists of the central part of the megablock (in the area of the Vezha-Tundra) was registered with the age of  $2830 \pm 70$  Ma [1; 2]. Thus, the above data testify to the regional manifestation of the granulite facie conditions in the period of 2832-2830 Ma within the central and northeast parts of the block and to the enderbites' formation being confined to the areas of development of highly metamorphized complexes.

The later stages of the granulite metamorphism have been determined in the centre and in the northeast of the block. The age of  $2760 \pm 10$  Ma [1; 2] has been obtained for the generation of granulite zircons from the basic crystal schists of the central part of the megablock (the area of the Vezha-Tundra). In the northwest part (the lake Nelyavr) granulite metamorphism for the Kola series gneisses has also been found to have the age of  $2788 \pm 16$  Ma [3].

According to the data by E.V. Bibikova (1973) and A.I. Tugarinov, E.V. Bibikova (1980), the regional metamorphism of the Kola gneisses in the area of Pulozero station and the lake Vaikis – the lake Moncheozero, occurred concurrently in the granulite and amphibolite facies  $2740 \pm 50$  and  $2700 \pm 50$  Ma ago, respectively. The next stage of the manifestation of regional metamorphism of the granulite facie with the age of  $2724 \pm 49$  Ma [4] was dated in the enderbite-granulite complex of the area Pulozero – Polnek-Tundra. The manifestation of amphibolite metamorphism in the Kola series gneisses with the age of  $2743 \pm 18$  Ma, which is registered in the northwest of the megablock [3], can be an evidence of the presence of metamorphic zonality with an increase of the metamorphism degree towards the central part of the megablock. The intrusion and crystallization of hypersthene-bearing monzodiorites of the age of  $2720 \pm 3$  Ma and quartz monzodiorites with the age of  $2715 \pm 8$  Ma in the area of the lake Chudzyavr [5] meet the conditions of the granulite facie and are conjugate in time with the manifestation of granulite metamorphism in the area of Pulozero – Polnek-Tundra. According to the above data, the interval of 2.70-2.74 Ga ago matches the formation of various rocks and rock associations in the highly metamorphized complexes of the Central – Kola megablock in conditions of granulite metamorphism.

The period of 2.67-268 Ga in the geological history of the Central – Kola block was marked by the formation of a large mass of enderbites in the area of Pulozero – Polnek-Tundra with the age of  $2656 \pm 14$  Ma [4] and intrusion of smaller bodies of hypersthene-bearing quartz diorites of the area of the lake Chudzyavr with the age of  $2679 \pm 18$  Ma [5].

In the area of Pulozero – Polnek-Tundra, the transformation of enderbites in cummingtonite -biotite orthogneisses in conditions of amphibolite facie of metamorphism is determined by ages of  $2640 \pm 20$  Ma and  $2635 \pm 5$  Ma [4]. A close in time manifestation of syntectonic granulite metamorphism with the age of  $2648 \pm 18$  m. a. is registered in the area of the lake Chudzyavr by the strongly interstratified sillimanite- garnet-biotite gneisses [5], which can testify to the decrease of the degree of this stage metamorphism from the northeast of the megablock towards its central part. Approximately at the same time, in the area of Chudzyavr lake, the intrusion of monazite-bearing plagiogranites can be registered, dated  $2634 \pm 12$  Ma, while these are united in one age group with anatektite-granites and plagiopegmatites [5].

A later stage of the superposed metamorphism in conditions of amphibolite facie is registered in moderately calcium gneisses of the Kola series and amphibole-biotite tonalites of the area of Pulozero – Polnek-Tundra with age of  $2568 \pm 10$  Ma and  $2575 \pm 20$  Ma, respectively [4]. We can refer to the same stage the intrusion of vein garnet-sillimanite-bearing microcline-plagioclase granites with the age of  $2550 \pm 16$  Ma, crosscutting the moderate calcium granulites of the Kola series of Pulozero – Polnek-Tundra area that are close in time to post granulite pegmatites of the area of Chudzyavr lake with the age of  $2556 \pm 27$  Ma [5].

The petrologic studies in combination with geochronological data allowed us to establish that the evolution of Archaean granulite-gneiss complexes of the Central – Kola block is characterized by the discrete in time and laterally inhomogeneous manifestation of metamorphism and magmatism processes. In the Central – Kola block a “clockwise” type of evolution is reconstructed, which is characteristic for the moderately baric metamorphic belts, connected with the formation of the continental earth crust in conditions similar to the island-arc history.



## Литература - References

1. Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея. М.: Наука. 1992. 168 с.
2. Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука. 1989. 179 с.
3. Мыслова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82-86.
4. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Этапы и условия формирования архейского эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро – Полнек-Тундра Центрально-Кольского блока (Кольский полуостров) // ДАН. 2007. Т. 416. №3. С. 370-373.
5. Balashov Yu. A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: Kola Sci. Centre of the Russian Academy of Sci. 1992. P. 13-34.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И U-PB ВОЗРАСТ ВЫСОКОКАЛЬЦИЕВЫХ ГНЕЙСОВ КОЛЬСКОЙ СЕРИИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО БЛОКА

Петровская Л.С.<sup>1</sup>, Баянова Т.Б.<sup>1</sup>, Петров В.П.<sup>1</sup>, Петровский М.Н.<sup>1</sup>, Елизарова И.Р.<sup>2</sup>, Базай А.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, petrovskaya@geoksc.apatity.ru

<sup>2</sup>ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, Россия

## MINERALOGICAL COMPOSITION AND U-PB AGE OF HIGH-CA GNEISSES FROM THE KOLA SERIES OF THE CENTRAL KOLA BLOCK

Petrovskaya L.S.<sup>1</sup>, Bayanova T.B.<sup>1</sup>, Petrov V.P.<sup>1</sup>, Petrovsky M.N.<sup>1</sup>, Elizarova I.R.<sup>2</sup>, Bazay A.V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia, petrovskaya@geoksc.apatity.ru

<sup>2</sup>Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials, KSC, RAS, Apatity, Russia

Объектом детальных геолого-геохронологических исследований является неоархейский эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнек-Тундры, расположенный в центральной части Центрально-Кольского блока. В пределах изученного района выделяется два комплекса пород: супракрустальный, представленный гранулитами кольской серии (умереннокальцевыми и высококальцевыми гнейсами) и интрузивный, который включает в себя эндербиты, куммингтонит-биотитовые ортогнейсы и жильные гранитоидные образования. По результатам ранее проведенных исследований его эндогенная геологическая история охватывает интервал 2.72-1.81 млрд. лет. В гнейсах кольской серии зафиксировано проявление двух главных этапов регионально-го метаморфизма: раннего гранулитового (2724±49 млн. лет) и позднего наложенного амфиболитового (2568±10 млн. лет) с последующим внедрением анатектит-гранитов (2550±16 млн. лет). Определены этапы эндербитообразования (2656±14 млн. лет) и развития по эндербитам куммингтонит-биотитовых ортогнейсов (2640±20 и 2635±5 млн. лет) в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Изотопно-геохимическими методами устанавливается термально-флюидное воздействие на эндербит-гранулитовый комплекс раннепротерозойских процессов в периоды 2505-2460 и 1811-1827 млн. лет [2].

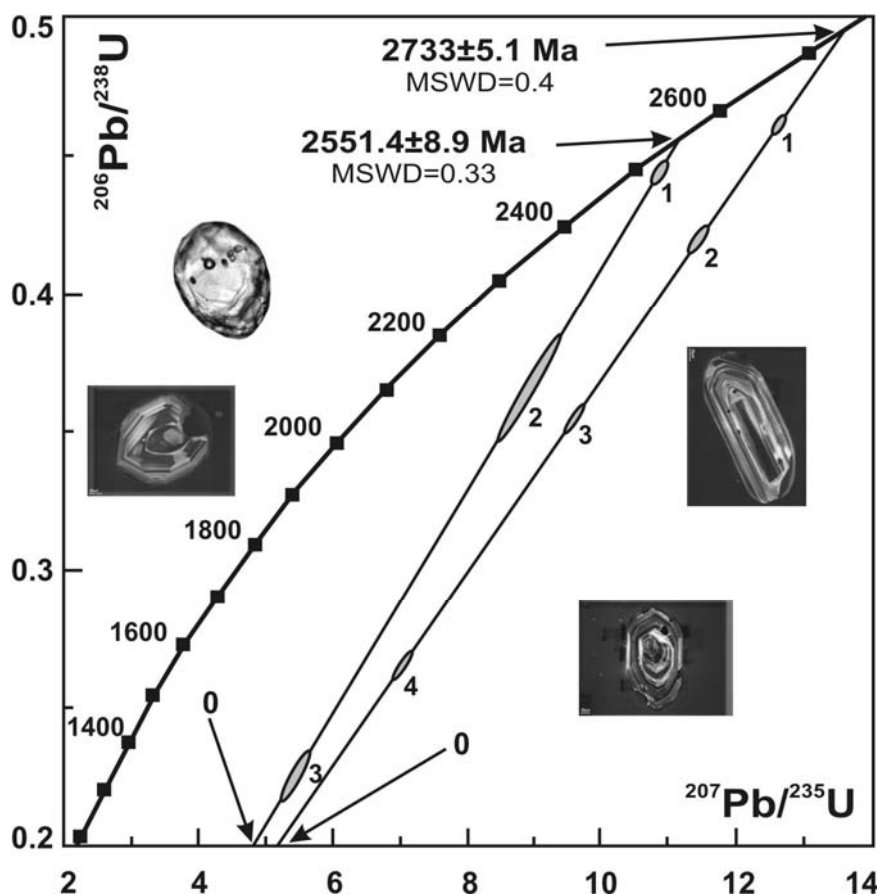
Супракрустальные породы эндербит-гранулитового комплекса, представленные глиноземистыми умереннокальцевыми и высококальцевыми гнейсами по содержанию кремнезема соответствуют породам среднего и кислого составов, имеют нормальную щелочность (Классификация..., 1981) и в своём большинстве характеризуются калиевой и калиево-натриевой специализацией. Умереннокальцевые и высококальцевые гнейсы различаются по содержанию таких элементов как CaO, Na<sub>2</sub>O и FeO\*. В высококальцевых гнейсах содержания CaO почти в два раза выше, а Na<sub>2</sub>O в 3-4 раза ниже, чем в умереннокальцевых при близких содержаниях кремнезема. Это выражается в специфическом минеральном составе высококальцевых гнейсов: при содержании SiO<sub>2</sub> 62.28 - 72.32 мас. % - плагиоклаз в породах представлен битовнит-анортитом. Химический состав высококальцевых гнейсов: SiO<sub>2</sub> - 62.28-72.32; TiO<sub>2</sub> - 0.34-1.04; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 13.83-16.80; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0.86-2.39; FeO - 1.54-3.95; MnO - 0.03-0.25; MgO - 2.06-3.89; CaO - 3.69-5.71; Na<sub>2</sub>O - 0.21-1.62; K<sub>2</sub>O - 1.40-2.65 (мас. %).

С помощью классификационных диаграмм, основанных на соотношении петрогенных и редкоземельных элементов, была произведена попытка реконструкции протолитов высококальцевых гнейсов. Фигуративные точки составов на диаграммах располагаются как в поле осадочных, так и в поле изверженных пород, что можно объяснить смешанным осадочным, осадочно-вулканогенным и вулканогенным составом исходных пород.

В высококальциевых гнейсах кольской серии, так же как и в умереннокальциевых, зафиксированы два этапа минералообразования. Ранний минеральный парагенезис представлен  $\text{Grt}_{59-69} + \text{Bt}_{32-45}$  (коричневый) +  $\text{Pl}_{69-99} \pm \text{Kfsp} + \text{Qtz}$ ; поздний –  $(\text{Grt}_{74-81} + \text{Bt}_{35-38}$  (зеленый) +  $\text{Pl}_{63-92} + \text{Qtz}$ ).

Термодинамические условия образования минеральных парагенезисов высококальциевых гнейсов кольской серии. Температура определялась и использованием  $\text{Grt-Bt}$  геотермометра Л.Л. Перчука и др. [1], а давления с учетом данных геотермометра по ряду геобарометрических равновесий для ассоциации  $\text{Grt+Bt+Pl+Qtz}$ , эмпирически откалиброванных Т. Хойшем [3; 4].

Для определения пиковых РТ условий метаморфизма были традиционно изучены центральные части кристаллов ассоциаций  $\text{Grt-Bt-Pl}$  для высококальциевых гнейсов. Термодинамические значения гранулитовой фации метаморфизма оцениваются в  $T=766-831^\circ\text{C}$  и  $P=8.5-11.3$  кбар. Для оценок РТ условий наложенного метаморфизма амфиболитовой фации были изучены центральные части поздних  $\text{Grt-Bt-Pl}$  для высококальциевых гнейсов, а также краевые части ранних минеральных ассоциаций. РТ параметры, полученные для центральных частей гранатов второй генерации из высококальциевых гнейсов оцениваются в  $T=600-675^\circ\text{C}$  и  $P=5.0-7.7$  кбар. Приведенные оценки  $T$  и  $P$  для высококальциевых гнейсов представляются завышенными, что, возможно, обусловлено спецификой их химизма и, соответственно, возможностями использованных геотермометров.



**Fig. 1.** U-Pb concordia diagram for zircons from high-calcium garnet-biotite gneiss, mountain Polnek-Tundra (sample P-219).

Isotopic U-Pb data for zircon from high-calcium garnet-biotite gneiss, mountain Polnek-Tundra (sample P-219)

Для определения U-Pb возраста двух этапов минералообразования в высококальциевых гнейсах была отобрана проба P-219 весом около 30 кг. Породы серого цвета, среднезернистые, гнейсовидные. Структура порфирироblastовая за счет выделений граната, структура основной ткани характеризуется сочетанием лепидогранобластовой, гранобластовой с элементами катакластической. Проведенное минералогическое и изотопно-геохронологическое изучение акцессорных цирконов в высококальциевых гнейсах кольской серии позволило установить разновозрастные генерации этого минерала, отвечающих двум этапам минералообразования (метаморфизма) в данной



породе. Ранняя генерация цирконов представлена призматическими, прозрачными кристаллами изометрического облика, светло-коричневого цвета с алмазным блеском, средние размеры – 0.09 x 0.09 мм,  $K_u=1$ . Величина массы среднего кристалла составляет  $3 \times 10^{-6}$  г. Концентрация U (до 90 ppm) и Pb низкие (до 50 ppm); такие цирконы по генезису отнесены к гранулитовым. U-Pb возраст цирконов ранней генерации определен в  $2733 \pm 5.1$  млн. лет при СКВО=0.4. Этот возраст интерпретируется как время проявления метаморфизма гранулитовой фации в высококальциевых гранат-биотитовых гнейсах кольской серии, что близко по времени проявления гранулитового метаморфизма в умереннокальциевых гнейсах кольской серии ( $2724 \pm 49$  млн. лет).

Поздняя генерация цирконов представлена призматическими кристаллами гиацинтового-цирконового типа, водянопрозрачного цвета, стеклянного блеска. Средние размеры – 0,123 x 0,07 мм,  $K_u = 1.8$ . Величина массы среднего кристалла составляет  $2.4 \times 10^{-6}$  г. По высоким концентрациям U (125-250 ppm) и Pb (120-220 ppm) генезис таких цирконов может быть метаморфическим и соответствует амфиболитовой фации метаморфизма в высококальциевых гнейсах. U-Pb возраст цирконов поздней генерации определен в  $2551.4 \pm 8.9$  млн. лет при СКВО=0.33. Этот возраст интерпретируется как время проявления наложенного метаморфизма амфиболитовой фации в высококальциевых гранат-биотитовых гнейсах кольской серии, что близко по времени проявления наложенного метаморфизма в умереннокальциевых гнейсах кольской серии ( $2568 \pm 10$  млн. лет).

No	Weight, mg	Concentration, ppm		Isotope ratio*				Isotope ratio and age in Ma**		
		Pb	U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±2σ
granulitic zircons										
1	0.030	42.57	45.56	262.81	0.491±0.005	12.79±0.27	0.1889±0.0029	2575±27	2664±57	2732±43
2	0.021	47.74	88.13	3540.60	0.446±0.004	11.59±0.11	0.1868±0.0010	2378±20	2564±26	2714±14
3	0.025	25.87	59.55	959.27	0.373±0.004	9.70±0.09	0.1867±0.0006	2043±19	2397±24	2714±8
4	0.023	33.88	68.88	197.72	0.273±0.002	7.06±0.06	0.1878±0.0006	1555±12	2119±18	2723±9
amphibolitic zircons										
1	0.035	163.73	124.49	884.51	0.473±0.003	11.16±0.09	0.1712±0.0009	2496±17	2537±24	2569±16
2	0.040	121.14	201.15	354.87	0.385±0.083	9.01±1.97	0.1699±0.0027	2098±46	2339±51	2557±40
3	0.050	217.07	248.88	240.48	0.229±0.050	5.46±1.20	0.1733±0.0049	1327±29	1894±42	2590±73

Notes: \* - ratios corrected for blank of 1 ng Pb and 10 ng U, and mass-discrimination of  $0.12 \pm 0.04$  %; \*\* - correction for common according to (Stacey, Kramers, 1975).

Таким образом, в высококальциевых гнейсах Центрально-Кольского блока зафиксировано проявление двух этапов регионального метаморфизма: раннего с возрастом  $2733 \pm 5.1$  млн. лет и позднего наложенного амфиболитового метаморфизма с возрастом  $2551.4 \pm 8.9$  млн. лет.

A Neoproterozoic enderbite-granulite complex, located in the Pulozero-Polnek-Tundra area in the central part of the Central Kola block was the goal of detailed geological and geochronological studies. Two rock complexes are distinguished in the study area: 1) a supracrustal complex consisting of Kola granulites (moderate-Ca and high-Ca gneisses) and 2) an intrusive complex formed of enderbite, cummingtonite-biotite orthogneiss and veined granitoid units. Earlier studies have shown that the endogenous geological history of the study area covers a time span bracketed by 2.72 and 1.81 Ga. Kola gneisses show traces of two major stages in regional metamorphism: 1) an early granulite-facies stage ( $2724 \pm 49$  Ma) and 2) a late multiple amphibolite-facies stage ( $2568 \pm 10$  Ma) followed by anatectite-granite intrusion ( $2550 \pm 16$  Ma). Stages in enderbite formation ( $2656 \pm 14$  Ma) and the evolution of cummingtonite-biotite orthogneiss after enderbite ( $2640 \pm 20$  и  $2635 \pm 5$  Ma) under amphibolite-facies conditions were distinguished. The thermal-fluid effect of Early Proterozoic processes on the enderbite-granulite complex during the periods 2505-2460 and 1811-1827 Ma was assessed using isotopic-geochemical methods [2].

The supracrustal rocks of the enderbite-granulite complex, represented by moderate-Ca and high-Ca alumina gneisses, are consistent in silica concentrations with intermediate and felsic rocks and have normal alkali concentrations (Classification..., 1981); most of them show K- and K-Na specialization. Moderate-Ca and high-Ca gneisses differ in CaO, Na<sub>2</sub>O and FeO\* concentrations. The CaO content of high-Ca gneiss is almost twice as high and the Na<sub>2</sub>O content 3-4 times as low as that of moderate-Ca gneiss, but their silica concentrations are similar. The mineral composition of high-Ca gneiss is, therefore, quite distinctive: its percentage of SiO<sub>2</sub> is 62.28 - 72.32 mass. %, and plagioclase in the rocks is represented by bytownite-anorthite. The chemical composition of high-Ca gneisses is: SiO<sub>2</sub> - 62.28-72.32; TiO<sub>2</sub> - 0.34-1.04; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 13.83-16.80; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0.86-2.39; FeO - 1.54-3.95; MnO - 0.03-0.25; MgO - 2.06-3.89; CaO - 3.69-5.71; Na<sub>2</sub>O - 0.21-1.62; K<sub>2</sub>O - 1.40-2.65 (mass. %).

An attempt was made to reconstruct the protoliths of high-Ca gneisses using classification diagrams based on the ratio of petrogenic and rare-earth elements. The fact that the figurative points of compositions in the diagrams are in both sedimentary and igneous rock fields is attributed to the mixed sedimentary, sedimentary-volcanic and volcanogenic composition of original rocks.

Mineral formation in high-Ca Kola gneiss and in moderate-Ca gneiss falls into two stages. Early mineral paragenesis is represented by  $\text{Grt}_{59-69} + \text{Bt}_{32-45}$  (brown) +  $\text{Pl}_{69-99} \pm \text{Kfsp} + \text{Qtz}$  and late mineral paragenesis by  $(\text{Grt}_{74-81} + \text{Bt}_{35-38})$  (green) +  $\text{Pl}_{63-92} + \text{Qtz}$ .

The thermodynamic conditions of formation of the mineral parageneses of high-Ca Kola gneisses. Temperature was also estimated with a Grt-Bt geobarometer of L.L. Perchuk et al. [1], and pressure was measured with regard for geothermometric data on a series of geobarometric equilibria for the assemblage Grt+Bt+Pl+Qtz calibrated empirically by T. Hoish [3; 4].

To assess the PT parameters of the metamorphic peak, the central portions of crystals from Grt-Bt-Pl assemblages for high-Ca gneisses were examined as usual. The thermodynamic values for granulite-facies metamorphism are estimated at  $T=766-831^\circ\text{C}$  and  $P=8.5-11.3$  kbar. To assess the PT parameters of multiple amphibolite-facies metamorphism, the central portions of late Grt-Bt-Pl for high-Ca gneisses and the margins of early mineral assemblages were analyzed. The PT parameters, obtained for the central portions of second-generation garnets from high-Ca gneisses are estimated at  $T=600-675^\circ\text{C}$  and  $P=5.0-7.7$  kbar. The above T- and P- values for high-Ca gneisses seem to be overestimated probably due to their distinctive chemical composition and the potential of the geothermobarometers used.

To estimate the U-Pb age of two stages in mineral formation in high-Ca gneisses, sample P-219, weighing about 30 kg, was collected. The rock is grey-coloured, medium-grained and gneissoid. Its porphyroblastic structure is attributed to garnet emanations; the basic tissue shows a combination of lepidoblastic and granoblastic structures with elements of cataclastic structure. The mineralogical and isotopic-geochronological study of accessory zircons in Kola high-Ca gneisses has revealed different-aged generations of this mineral, corresponding to two stages in mineral formation (metamorphism) in this rock. An early generation of zircon is represented by light-brown prismatic, transparent, isometric crystals showing diamond luster. Their average size is  $0.09 \times 0.09$  mm,  $Ky=1$ . An average crystal has a mass of  $3 \times 10^{-6}$  g. U (up to 90 ppm) and Pb (up to 50 ppm) concentrations are low; genetically, these are granulite zircons. The U-Pb age of early-generation zircons is estimated at  $2733 \pm 5.1$  Ma at  $\text{MSWD}=0.4$ . This age is interpreted as the age of granulite-facies metamorphism in high-Ca Kola garnet-biotite gneisses, which is close to the age granulite-facies metamorphism in Kola moderate-Ca gneisses ( $2724 \pm 49$  Ma).

A late generation of zircon is represented by water-coloured, prismatic crystals of hyacinth-zircon type showing glass lustre. Their average size is  $0.123 \times 0.07$  mm,  $Ky = 1.8$ . An average crystal has a mass of  $2.4 \times 10^{-6}$  g. High U (125-250 ppm) and Pb (120-220 ppm) concentrations suggest that such zircons were produced under amphibolite-facies conditions in high-Ca gneisses. The U-Pb age of late-generation zircons is estimated at  $2551.4 \pm 8.9$  Ma at  $\text{MSWD} = 0.33$ . This age is interpreted as the age of multiple amphibolite-facies metamorphism in high-Ca Kola garnet-biotite gneisses close in time to the age of multiple metamorphism in Kola moderate-Ca gneisses ( $2568 \pm 10$  Ma).

To sum up, regional metamorphism in high-Ca gneisses from the Central Kola block falls into two stages: 1) an early stage with an age of  $2733 \pm 5.1$  Ma and 2) late multiple amphibolite-facies metamorphic stage with an age of  $2551.4 \pm 8.9$  Ma.

## Литература – References

1. Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe – Mg-геотермометров на основе закона Нернста: Ревизия // Геохимия. 1989. № 5. С. 611-622.
2. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Этапы и условия формирования архейского эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро – Полнек-Гундра Центрально-Кольского блока (Кольский полуостров) // ДАН. 2007. Т. 416. №3. С. 370-373.
3. Hoisch T.D. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. V. 104. P. 225-234.
4. Hoisch T.D. Equilibria within the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase, and implication for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite // Contrib. Mineral. and Petrol. 1991. V. 108. P. 43-54.

## СТРУКТУРЫ РАСПАДА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ В ЧАРНОКИТАХ ТРИВАНДРУМСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО БЛОКА (Ю. ИНДИЯ)

Пилюгин С.М.<sup>1</sup>, Савко К.А.<sup>1</sup>, Конилов А.Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ВГУ, Воронеж, Россия, geoscience@yandex.ru

<sup>2</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия

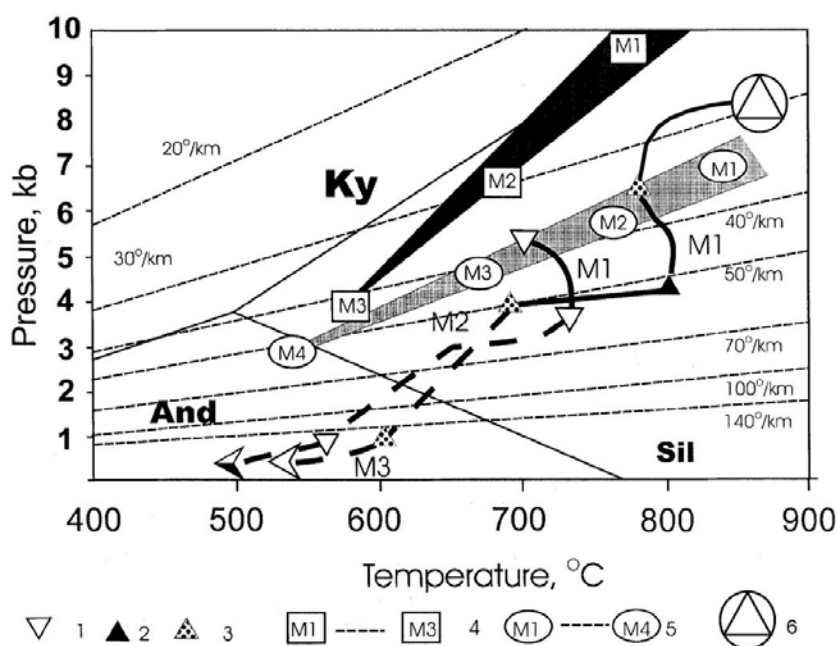
## FELDSPAR DISINTEGRATION STRUCTURES IN CHARNOCKITES FROM THE TRIVANDRUM GRANULITE BLOCK, S. INDIA

Pilyugin S.M.<sup>1</sup>, Savko K.A.<sup>1</sup>, Konilov A.N.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Voronezh State University, Voronezh, Russia, geoscience@yandex.ru

<sup>2</sup> Institute of Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka, Russia

Ранее [2; 3] для Тривандрумского гранулитового блока (ТГБ) (Ю. Индия) установлен необычный РТ тренд метаморфизма (рис. 2) с длительным (по температуре) периодом субизобарического охлаждения и последующим периодом повторного прогрева в условиях уникально высоких геотермических градиентов (порядка 140-180°/км). Метаморфическая история ТГБ весьма специфична: метаморфический цикл здесь, соответствующий панафриканскому времени, относительно короток, и охватывает период от 540-600 до 440-470 млн. лет. Эксгумация пород региона (с глубин порядка 20 км до 13 км) явилась результатом коллизионных процессов в Панафриканское время, и сопровождалась тектоническими деформациями, проникновением тепла и флюида и, как следствие, широким развитием чарнокитов.



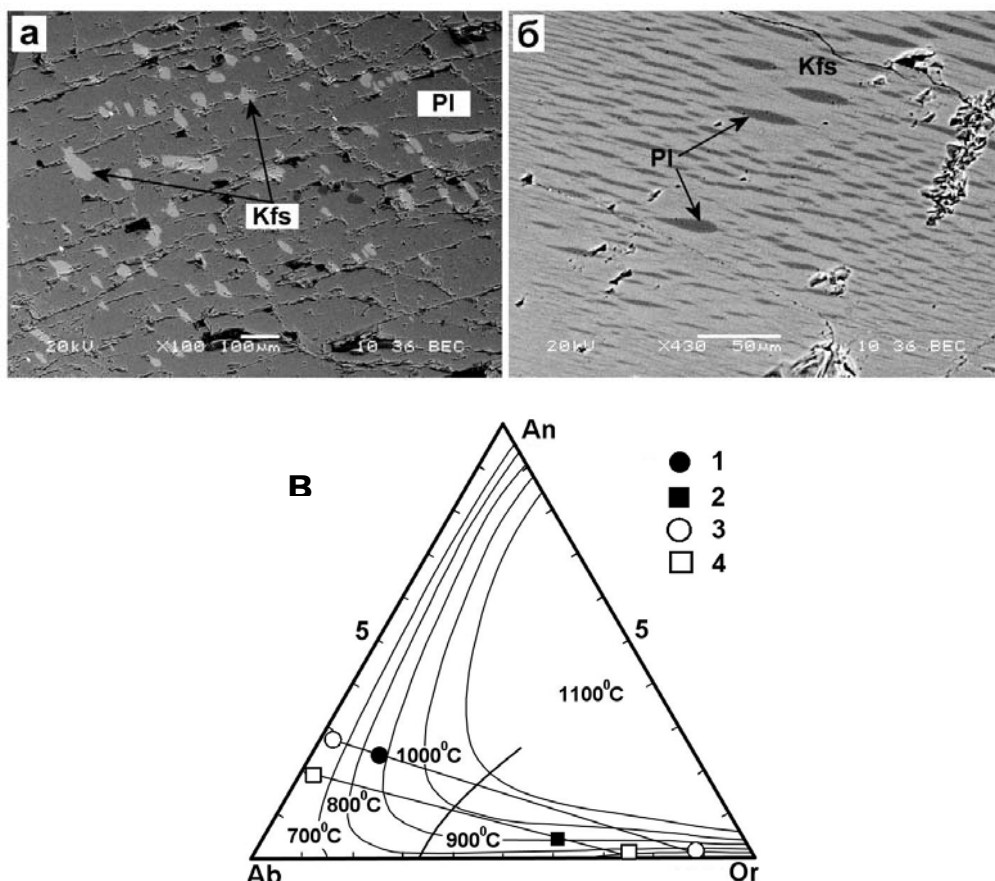
**Рис. 2.** Эволюция метаморфизма Тривандрумского гранулитового блока (ТГБ), Ю.Индия. (1-3) – рассчитанные термобарометрические данные для чарнокитов и метасоматических пород Nuliya- Kunnapuram, а также вмещающих гнейсов и чарнокитов Nellikkala; (4), (5) – тренд метаморфической эволюции кратона Karnataka и восточного подвижного пояса Индии; (6) – восстановленные составы полевых шпатов из чарнокитов ТГБ. M1-M3 – метаморфические события. Тонкие точечные линии - соотношение T/D (температура/глубина) в °/км.

При детальнейших электронно-микроскопических исследованиях (Jeol 6380 – LV) образцов чарнокитов ТГБ в них были обнаружены реликтовые структуры распада полевых шпатов. Структуры распада представлены двумя основными типами: 1) антипертиты (ламелли калиевого полевого шпата в матрице плагиоклаза) (рис. 1а); 2) пертиты (ламелли плагиоклаза разнообразной формы в матрице калиевого полевого шпата) (рис. 1б). Ламеллы часто про-

тяженные ( $>100$  мкм) в одном четко выраженном направлении, толщиной от 0,1 мкм до 50 реже 100 мкм. В большинстве случаев ламели плагиоклаза имеют овально-вытянутую, гантелеобразную (из-за пережимов в центральных частях) форму (прожилково-игольчатые и четкообразные типы пертитов по Оллину [1]). Ламели калиевого полевого шпата (антипертиты) характеризуются, как правило, овальной, изометричной формой. Нередко наблюдается изменение морфологии и уменьшение количества ламелей распада в краевых частях зерен полевых шпатов.

Для определения состава первичного полевого шпата (реинтегрирования) был использован метод подсчета в каждом зерне соотношения площадей (и составов по данным точечного энергодисперсионного анализа) минерала – хозяина и ламелей распада. Выявлено, что продукты распада полевых шпатов (как ламели, так и матрица) гомогенны по составу – максимальные различия в минальном составе не превышают 1 - 2 моль. %; усредненные реинтегрированные составы соответствуют –  $Ab_{37}An_{53}Or_{58}$  для пертитовых и  $Ab_{63}An_{23}Or_{14}$  для антипертитовых зерен. В калиевом полевым шпате обычно фиксируется незначительная ( $\leq 1$  мас. %) примесь BaO.

Для оценки температур кристаллизации полевых шпатов использовался двуполевошпатовый термометр Фурман и Линдсли [4]. На диаграмме (рис. 1в) для давлений 8 кбар (эффект давления не очень значителен) показаны составы реинтегрированных полевых шпатов и продуктов их распада. Из диаграммы следует, что оценки температур устойчивости первичных полевых шпатов, в целом близки для антипертитов ( $\geq 880 \pm 10^\circ C$ ) и пертитов ( $\geq 910 \pm 10^\circ C$ ). Поскольку в каждом из исследованных образцов присутствует только один из полевых шпатов с пертитовым, антипертитовым типом распада, то полученные значения отражают минимально возможные температуры кристаллизации первичных минералов [5]. Полученные температуры соответствуют пиковым условиям метаморфизма чарнокитов ТГБ (соответствуют стадии метаморфизма M1).



**Рис. 1.** Структуры распада полевых шпатов из чарнокитов Тривандрумского гранулитового блока (Южная Индия). (а) Антипертитового типа – ламелли ортоклаза в матричном олигоклазе. (б) Пертитового типа – ламелли олигоклаза в матричном ортоклазе. (в) Диаграмма [4] условий метаморфизма реинтегрированных полевых шпатов, а также продуктов их распада из чарнокитов Тривандрумского гранулитового блока Южной Индии (1) – восстановленные составы антипертитов, (2)- пертитов (3), (4) – продукты их распада.





Составы распавшихся полевых шпатов (пертитовых и антипертитовых), отражают ретроградную историю охлаждения пород до температур  $\leq 700^\circ\text{C}$  и хорошо согласуются с уже известными геотермобарометрическими определениями для этапа M2 (рис.2). К еще более низким температурам (этап метаморфизма M3) относится, очевидно, процесс изменения морфологии и уменьшения количества ламелей в краевых частях полевых шпатов. Полученные данные дополняют уже известный тренд метаморфизма Тривандрумского гранулитового блока Южной Индии.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ (МК-1978.2010.5).*

#### Литература - References

1. Alling H. L. Plutonic perthites, Journ. Geol., 1938, V. 46, p142.
2. Fonarev V.I., Konilov A.N., Santosh M. Multistage metamorphic evolution of the Trivandrum Granulite Block, Southern India // Gondwana Research, 2000, V. 3, No.3, pp.293-314.
3. Fonarev V.I., Santosh M., Vasiukova O.V., Filimonov M.B. Fluid evolution and exhumation path of the Trivandrum Granulite Block, southern India // Contrib. Mineral. Petrol., 2003, V. 145, 339-354
4. Fuhrman, M.L. and Lindsley, D.H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // American Mineralogist, 1988. V. 73, P. 201-215.
5. Hokada T. Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: Evidence of crustal metamorphism attaining  $\sim 1100^\circ\text{C}$  in the Archean Napier Complex, East Antarctica // Am. Mineral., 2001. V. 86. P 932-938.

### УСТОЙЧИВОСТЬ «СВЕРХВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ» МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГРАНУЛИТОВ

*Подлесский К.К.*

ИГЕМ РАН, Москва, Россия, kkp@igem.ru

### STABILITY OF "ULTRAHIGH-TEMPERATURE" MINERAL ASSEMBLAGES IN ALUMINOUS GRANULITES

*Podlesskii K.K.*

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia, kkp@igem.ru

В последние полтора десятилетия значительно поднялся потолок оценок температуры формирования высокоглиноземистых гранулитов – до  $1000^\circ\text{C}$  и выше. Это произошло, главным образом, за счет минеральных ассоциаций, которые принято называть индикаторами «сверхвысокотемпературного» («ultrahigh-temperature») метаморфизма. Таковыми считаются парагенезисы сапфирина с кварцем (Spr+Qtz) и ортопироксена с силлиманитом [2]. В то же время, расчет устойчивости этих ассоциаций в системе  $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  (FMAS) на основе взаимосогласованных стандартных термодинамических свойств минералов и свойств смешения твердых растворов показывает, что диапазон температуры, при которой они стабильны, не вполне определен, и расхождения между оценками по различным моделям могут быть весьма значительными. Для ассоциации сапфирина с кварцем в системе FMAS последняя версия популярной базы данных THERMOCALC [3] предполагает ее устойчивость при температуре не ниже  $\sim 980^\circ\text{C}$ , тогда как расчеты [1] показывают, что в этой системе она может существовать и ниже  $840^\circ\text{C}$ . Если учесть, что поле стабильности сапфирина с кварцем существенно расширяется в область более низкой температуры по сравнению с системой FMAS за счет введения  $\text{Fe}^{3+}$  [5], неопределенность оценки условий метаморфизма соответствующих комплексов еще более возрастает.

Анализ причин столь существенных расхождений расчетов с различным набором термодинамических характеристик минералов показывает, что данные измерений и экспериментов, на которых они основаны, не позволяют описать с большей точностью даже простые системы FAS и MAS. Отсутствие достоверных экспериментальных данных по изменению состава сапфирина в зависимости от температуры и давления приводит к тому, что термодинамическое моделирование реакций с участием этого минерала связано со значительным произволом [4]. Совершенно необоснованной представляется модель твердого раствора сапфирина, предлагаемая для использования в последней версии THERMOCALC. Недостаточно данных и для надежной экстраполяции свойств железосодержащего ортопироксена в область составов с высоким содержанием глинозема, характерного для «сверхвысокотемпературных» гранулитов. Расхождение оценок рассчитываемых по различным моделям границ устойчивости глиноземистого ортопироксена в системе FAS может превышать  $100^\circ\text{C}$ .

Интерпретация взаимоотношений минералов высокоглиноземистых гранулитов на основании петрогенетических сеток затрудняется еще и тем, что даже топология Р-Т диаграммы меняется с изменением активности воды или других компонентов флюида, которые существенно влияют на устойчивость кордиеритсодержащих ассоциаций. Сопоставление расчетов полей устойчивости различных парагенезисов с оценками температуры и давления по составам сосуществующих минералов свидетельствуют в пользу довольно низкой активности воды на пике метаморфизма. Реакционные структуры, которые часто рассматривают как результат изменения температурного режима, могут быть связаны с изменением потоков метаморфического флюида.

Термодинамическое описание фазовых отношений в FMAS представляет основу для моделирования более сложных систем, но эта основа еще не вполне надежна. Развитие современного программного обеспечения, например такого как THERMOCALC, позволяет легко строить Р-Т псевдосечения с изображением сложных взаимоотношений многих фаз в шести-, семи-, восьмикомпонентных системах. Используя такие программы для интерпретации природных процессов, не стоит забывать о далеком от идеального качестве термодинамических данных, которые лежат в их основе.

*Исследование выполнено в рамках программы № 4 ОНЗ РАН, а также при поддержке средств РФФИ, выделенных на работы по проекту № 09-05-00193.*

Over the last fifteen years, temperature estimates of formation of aluminous granulites have shown a significant rise, with the upper limit exceeding 1000°C. This happened mainly due to the recognition of parageneses of sapphirine with quartz (Spr+Qtz) and orthopyroxene with sillimanite as indicators of «ultrahigh-temperature» metamorphism [2]. However, calculations in the system FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> (FMAS) based on the internally consistent standard thermodynamic properties of end-member minerals and mixing properties of solid solutions show that temperature ranges, where these assemblages are stable, cannot be defined with sufficient confidence, and discrepancies between the estimates obtained with different models may be great. Thus, the latest version of the popular THERMOCALC database [3] implies that the assemblage of sapphirine with quartz can be stable only at temperature above ~980°C, while other calculations [1] show that these minerals can coexist stably in this system even below 840°C. The uncertainty of estimates of temperature conditions for related metamorphic complexes still increases, when incorporation of Fe<sup>3+</sup> is taken into account, which must expand the Spr+Qtz stability field towards lower temperatures comparing to the FMAS system [5].

Reasons for the significant discrepancies between the calculations with different thermodynamic datasets must be related with that the measurements and experimental data are insufficient to provide confident descriptions of even more simple systems as FAS и MAS. Lack of reliable experimental data on changes in composition of sapphirine with temperature and pressure inevitably requires considerable ambiguity in modeling reactions involving this mineral [4]. With this regard, the model of sapphirine solid solution suggested by the latest version of THERMOCALC seems absolutely unsubstantiated. Experimental data also do not provide sufficient constraints for extrapolating properties of iron-bearing orthopyroxene into the range of composition with high alumina contents typical for «ultrahigh-temperature» granulites. The discrepancy between estimates of the aluminous orthopyroxene stability boundary in the system FAS calculated with different models may exceed 100°C.

Interpretation of mineral relations in aluminous granulites based on petrogenetic grids is also hampered by changes in activities of water and other fluid components that significantly increase stability of cordierite thus changing the typology of P-T diagram. Comparison of calculated stability fields of different parageneses with the estimates of temperature and pressure based on the mineral compositions indicate relatively low water activity at the metamorphic peak. Reaction textures that are often considered related to changes in the temperature regime may be caused by variations in the metamorphic fluid flow.

Thermodynamic description of phase relationships in FMAS is the foundation for models of more complex systems, and this foundation is still not very reliable. Development of modern software packages like THERMOCALC allows easy construction of PT pseudosections depicting complicated relationships of many phases in six-, seven-, eight-component systems. While employing such packages for interpreting natural processes, it is worth remembering that the thermodynamic data that form their basis are far from perfect.

*This study was financially supported by Program ONZ 4 of the Russian Academy of Sciences and by the Russian Foundation for Basic Research, project no. 09-05-00193.*

## Литература – References

1. Подлесский К.К. Устойчивость сапфиринсодержащих ассоциаций в системе FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> и Р-Т условия метаморфизма высокоглиноземистых гранулитов // Петрология. 2010. Т. 18. №4. С. 369-386.
2. Harley S.L. Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism // J. Metamorphic Geology. 2008. V. 26. №2. P. 125-154.



3. Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // J. Metamorphic Geology. Article first published online 16 FEB 2011. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x
4. Podlesskii K.K., Aranovich L.Y., Gerya T.V., Kosyakova N.A. Sapphirine-bearing assemblages in the system MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>: A continuing ambiguity // Eur. J. Mineralogy. 2008. V. 20. №5. P. 721-734.
5. Taylor-Jones K., Powell R. The stability of sapphirine + quartz: calculated phase equilibria in FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–TiO<sub>2</sub>–O // J. Metamorphic Geology. 2010. V. 28. №6. P. 615-633.

**ПИЖОНИТ-ГРАНАТОВЫЕ ГРАНУЛИТЫ ИЗ ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫХ ОРЕОЛОВ  
ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫХ МАССИВОВ УРАЛА  
КАК ИНДИКАТОРЫ ВРЕМЕНИ И УСЛОВИЙ ИНТЕГРАЦИИ  
МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ КОМПЛЕКСОВ**

*Пушкарев Е.В.*

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия, pushkarev@igg.uran.ru

**PIGEONITE-GARNET GRANILITE FROM THE CONTACT METAMORPHIC AUREOLE OF  
THE URALIAN DUNITE-CLINOPYROXENITE-GABBRO MASSIFS: INDICATORS OF THE  
TIME AND CONDITIONS OF THE  
MANTLE-CRUSTAL ROCKS INTEGRATION**

*Pushkarev E.V.*

Institute of Geology and Geochemistry, Ural Division, RAS, Ekaterinburg, Russia, pushkarev@igg.uran.ru

Классическими примерами формирования гранулитовых комплексов на фронте положительной тепловой аномалии, связанной с внедрением горячих мантийных масс, являются гранулитовые комплексы зоны Ивреа-Вербано в Итальянских Альпах и др. Мы предполагаем, что по сходному сценарию образуются высокотемпературные динамотермальные метаморфические породы, обрамляющие дунит-клинопироксенит-габбровые массивы в Платиновом поясе и в других зонах Урала, которые рассматриваются многими исследователями как роговики. Однако, полученные в последнее время данные, свидетельствуют, что эти породы формировались при давлениях 5-8 кбар и температурах 750-850°C, что позволяет относить их к гранулитовой фации метаморфизма. Установленные РТ параметры соответствуют условиям, при которых происходит интеграция мантийных и коровых комплексов, после которой они совместно выводятся в верхние горизонты земной коры, испытывая при этом регрессивные метаморфические преобразования, перекристаллизацию и деформации. Следовательно, состав, условия образования и возраст реликтовых блоков гранулитов из динамотермальных ореолов несут информацию о наиболее раннем этапе мантийно-коровой интеграции.

Литология, изученных нами гранулитов разнообразна: двупироксен-плаггиоклаз-кварцевые кристаллосланцы, пижонит-гранатовые гранулиты, кордиерит-шпинель-кианит-кварцевые гранатиты, пироксеновые кальцифиры, пироксеновые кварциты, биотит-ортопироксен-гранатовые гнейсы и другие породы. Поэтому кратко остановимся лишь на недавно обнаруженных пижонит-гранатовых гранулитах, отражающих «пиковые» условия метаморфизма. Этот тип гранулитов был установлен на Урале в двух местах. В восточном экзоконтакте дунит-клинопироксенитового массива Светлый Бор Платинового пояса Урала и в экзоконтактовом ореоле восточно-хабарнинского дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбрового комплекса (ВХК) на Южном Урале.

Гранулиты в обрамлении Светлого Бора образуют крупные линзовидные тела (20\*150 м) среди амфиболитов, гранатовых амфиболитов, гранат-биотитовых гнейсов, пироксен-графитовых кварцитов. Гранулиты состоят из ферросилита, пижонита, граната, темно-коричневого амфибола, рудного минерала, плаггиоклаза, кварца и акцессорного апатита. Доля модалового кварца варьирует, достигая 50 %. Порфиробласты сложены гроссуляр-альмандиновым гранатом и ферросилитом. Ортопироксен характеризуется высокой железистостью ( $f=0.81-0.82$ ), содержит около 0.6 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 1-1.8 % CaO. Более мелкие ксеноморфные и призматические зерна соответствуют железистому пижониту, часть из которого испытала распад твердого раствора с образованием пластинчатых сростков ферросилита и железистого авгита. Содержание CaO в пижоните варьирует от 2.5 до 8 %. Содержания CaO в распавшемся авгите не поднимается выше 17.5 мас.%. Пироксены образуют трехминеральную ассоциацию. Амфибол по составу относится к ферропаргаситу или феррогастингситу с железистостью 0.83-0.84. Плаггиоклаз представлен

олигоклазом  $\text{An}_{25}$ . Типичными рудными минералами являются титаногематит, ильменит и гематит. По составу, изученные породы соответствуют гранат-эвлитовым гранулитам и эвлизитам архейского тараташского комплекса на Южном Урале. Температура равновесия ассоциации ферросилит-авгит-пижонит, согласно пироксеновому термометру Д. Лидсли, соответствует  $850^\circ\text{C}$ . Давление по амфибол-плагноклазовому барометру Г.Б.Ферштатера соответствует 6-7 кбар. Текстурно-структурные особенности и химический состав пород свидетельствуют об осадочной природе протолита. U-Pb датирование цирконов из биотитовых гнейсов, переслаивающихся с гранулитами позволило установить возраст метаморфизма, который составил 427 млн. лет.

В экзоконтакте габброноритов ВХК на Южном Урале широко развиты разнообразные породы гранулитовой фации, представленные двупироксеновыми кристаллическими сланцами, пироксен-графитовыми кварцитами, кианит (силлиманит)-шпинель-кордиеритовыми гранатитами и другими породами. РТ параметры метаморфизма равны, соответственно, 5-8 кбар и  $750-800^\circ\text{C}$ . Пижонит-гранатовые гранулиты образуют небольшие ксенолиты и фрагменты округлой формы в эндоконтактной зоне габброноритов ВХК. Внутреннее строение блоков крайне неоднородно, что может быть отражением метасоматического взаимодействия между ксенолитами и габброидами. Породы состоят из ортопироксена, клинопироксена, амфибола, граната, плагноклаза, биотита, кварца, рутила, ильменита и хромистой шпинели. Все темноцветные минералы характеризуются высокими концентрациями марганца, что отражается и в составе пород, которые содержат до 2-7 мас. % MnO.

Центральные ядра пироксенов первоначально были представлены марганцевым пижонитом, испытавшим распад твердого раствора. Соотношение клино-, и ортопироксена в структурах распада составляет, примерно, 1:1. Марганцевый ортопироксен содержит около 1-1.5 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и 1.5 мас. % CaO,  $\text{Mg}\# = 0.6$ . Клинопироксен содержит 1.5-2 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и 17-20 мас. % CaO,  $\text{Mg}\# = 0.7$ . Двупироксеновое равновесие соответствует температуре около  $750-800^\circ\text{C}$ . Гранат обрывает зерна пироксенов, образуя венчиковые или атоллоидные структуры. Он содержит, примерно, равные количества пирропа, альмандина и спессартина и попадает в область несмесимости, что является весьма необычным для природных гранатов и отражает их высокотемпературный генезис. Sm-Nd возраст гранатов из этой же зоны соответствует силуре и равен 423 млн. лет. Основываясь на структуре и составе пижонит-гранатовых гранулитов, мы предполагаем, что габброноритами были захвачены фрагменты кремнисто-марганцевистых осадков островодужного аккреционного клина, погруженных в зоне субдукции на глубину, где происходило внедрение магматических пород восточно-хабарнинского комплекса.

Приведенные данные свидетельствуют, что в силуре на Урале происходит формирование гранулитовых комплексов, связанных с проявлением положительной термальной аномалии, обусловленной внедрением значительных объемов горячих мантийных масс в осадочно-вулканогенные разрезы нижней части земной коры, имеющей островодужные геохимические характеристики. Параметры интеграции магматических и метаморфических пород соответствуют температурам  $750-850^\circ\text{C}$  и давлению 5-8 кбар, которые можно рассматривать как максимальные из установленных к настоящему времени для данного типа образований.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00911-а, Программ ОНЗ РАН № 2 (09-T-5-1011) и № 10 (09-T-5-1019).*

Granulites of the Ivrea zone, Northern Italian Alps are typical examples of granulite complexes related to a positive thermal anomaly taking place during hot mantle upwelling and mafic melt intrusions. We assume that high temperature contact aureoles around Uralian-Alaskan-type dunite-clinopyroxenite-gabbro massifs in the Ural Platinum Belt and in other places were formed in similar manner. Most geologists admit the hornfels affinity of these rocks. However, new data obtained recently show that these rocks form at  $P=5-8$  kbar and  $T=750-850^\circ\text{C}$  and correspond to granulite facies. It means that under these PT conditions mantle and crustal complexes were integrated, then rose together to the upper crustal level and underwent retrograde metamorphism, recrystallization and deformations. Therefore, the composition, age and PT conditions of relict granulite blocks from metamorphic aureoles around the ultramafic bodies are indicators of the earliest stage in mantle-crustal integration.

Different lithological types of granulite are distinguished in these aureoles: two-pyroxene crystal schists, pigeonite-garnet granulites, cordierite-spinel-kyanite-quartz garnetite, pyroxene calciphyre, pyroxene quartzite, biotite-orthopyroxene-garnet gneiss and others. The present paper only contains information on newly-found pigeonite-garnet granulite reflecting peak-metamorphic conditions. This type of rocks has been reported from two areas in the Urals. One area is in the eastern contact zone of the Svetly Bor dunite-clinopyroxenite massif in the central Uralian Platinum Belt. The other is situated at the contact with the Eastern-Khabarny dunite-clinopyroxenite-websterite-gabbro complex in the Southern Urals.

The granulite in the outer metamorphic aureole of the Svetly Bor massif forms lens-shaped bodies (20\*150 m) among amphibolite, garnet amphibolite, garnet-biotite gneiss, pyroxene quartzite. It consists of ferrosilite, pigeonite, garnet, brownish amphibole, plagioclase, quartz, opaque minerals and accessory apatite. Quartz content varies considerably ap-



proaching 50 %. Grossular-almandine garnet and ferrosilite form porphyroblasts, 3-5 mm in size. Orthopyroxene has high  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=0.81-0.82$  and contains about 0.6 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and 1-1.8 % CaO. Small prismatic and xenomorphic grains are represented by pigeonite undergoing exsolution and formation of thin ferrosilite and iron-rich augite intergrowths. The CaO content of primary pigeonite is 2.5-8 wt. %. The CaO content of augite is about 17 wt. %. Pyroxenes form three-mineral association. Amphibole corresponds to iron-rich pargasite and has  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=0.83-0.84$ . The anorthite number of plagioclase is 25. Opaque minerals are represented by titanohematite, ilmenite and hematite. The rocks examined are very similar in composition to ferrosilite-garnet granulite and eulysite from the Archean Taratash complex in the Southern Urals. The equilibrium temperature of the three-pyroxene association ferrosilite-pigeonite-augite, according to D.Lindsley geothermometer (1983), is 850°C. Amphibole-plagioclase equilibrium, according to G.B.Fershtater geobarometer, corresponds to a pressure of 6-7 kbar. The chemical composition of the rock reflects the sedimentary origin of protolith. The U-Pb isotope dating of zircons on SHRIMP-II from coexisting biotite gneiss has shown a metamorphic age of 427 Ma.

Granulite from the second place occurs in the outer metamorphic zone of the Eastern-Khabarny mafic-ultramafic complex in the Southern Urals, where the following types of granulites are widespread: two-pyroxene crystal schists, pyroxene-graphite quartzite, kyanite-spinel-cordierite garnetite and others. The PT metamorphic parameters estimated are 5-8 kbar and 750-850°C, respectively. The pigeonite-garnet granulite fragments crop out in the marginal part of a gabbro-norite body and have a small size and a round shape. The internal structures of these xenoliths and the distribution of different rock-forming minerals are irregular, reflecting metasomatic interaction between fragments and gabbro-norite under these metamorphic conditions. Granulite consists of orthopyroxene, clinopyroxene, amphibole, garnet, plagioclase, biotite, quartz, rutile, ilmenite and chrome spinel. As all dark minerals are enriched in manganese, the high MnO (2-7 wt. % MnO) content of the rocks is understood.

The central cores of pyroxene grains were first represented by Mn-rich pigeonite which has undergone exsolution. The distribution of clino- and orthopyroxene lamellas in exsolution areas is close to 1:1. Mn-orthopyroxene contains 1-1.5 wt. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and 1.5 wt. % CaO, Mg-number=0.6. Clinopyroxene contains 1.5-2 wt. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and 17-20 wt. % CaO, Mg-number=0.7. Two-pyroxene equilibrium corresponds to 750-800°C. Garnet forms atoll-like rims around the pyroxenes. It contains almost equal molecular amounts of spessartine, almandine and pyrope, and its composition is situated within the garnet gap, which is very strange and probably reflects the high temperature origin of garnet. The Sm-Nd age of garnetite is Silurian, 423 Ma. We assume that gabbro-norite has caught fragments of Mn-rich cherts or sediments from a deeply subducted accretionary prism.

The above data confirm the assumption that the formation of granulite complexes, related to a positive thermal anomaly accompanied by abundant mantle intrusions, took place in the Urals in Silurian time. This mantle-crustal integration occurred at a temperature of 750-850°C and a pressure of 5-8 kbar, respectively. These are the peak parameters known for such a type of mafic-ultramafic complexes.

*The study was supported by RFFR grant No. 09-05-00911-a and Programmes No. 2 (09-T-5-1011) and No. 10 (09-T-5-1019).*

## ГРАНУЛИТОВЫЙ И ЭКЛОГИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ПРИУРАЛЬСКОЙ ЧАСТИ ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

*Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.*

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, [pystin@geo.komisc.ru](mailto:pystin@geo.komisc.ru)

## GRANULITE- AND ECLOGITE-FACIES METAMORPHISM IN THE HISTORY OF FORMATION OF THE BASEMENT OF THE URALIAN PART OF THE EUROPEAN CRATON

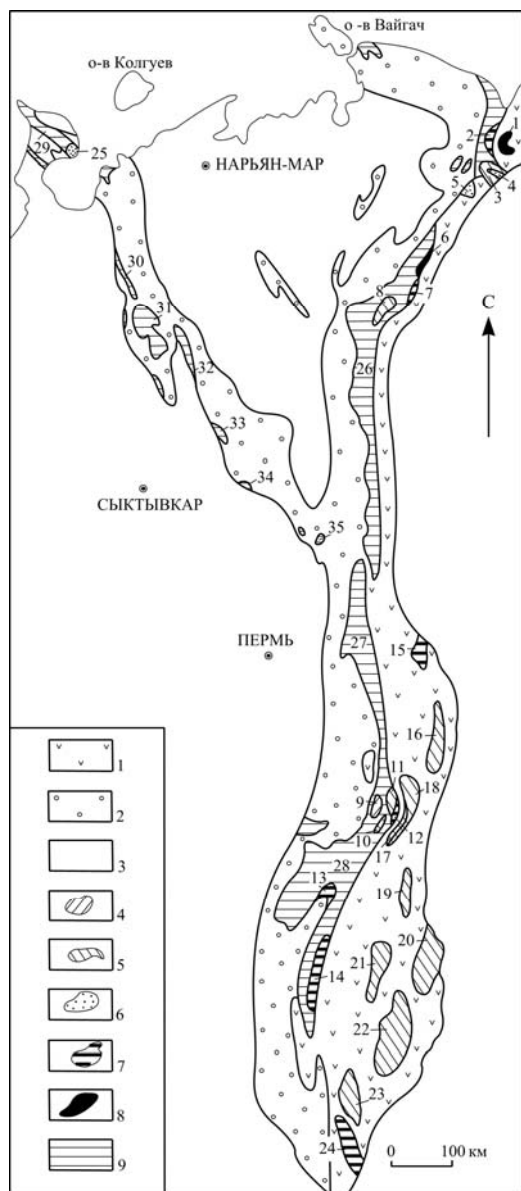
*Pystin A.M., Pystina Y.I.*

Institute of Geology, Komi Science Centre, RAS, Uralian Branch, Syktyvkar, Russia, [pystin@geo.komisc.ru](mailto:pystin@geo.komisc.ru)

На Урале наиболее обосновано наличие выступов платформенного основания в его западной палеоконтинентальной части (к западу от Главного Уральского разлома). К ним относятся различные по вещественному составу, структурам и особенностям метаморфизма пород полиметаморфические комплексы (рисунок). Среди них мы выделяем следующие основные разновидности: гнейсо-гранулитовые, гнейсо-мигматитовые, кристаллосланцевые, гранулит-метабазитовые, эклогито-гнейсовые и эклогито-сланцевые [1].

История метаморфизма пород, составляющих полиметаморфические комплексы западной части Урала (западного склона Урала) определяется интервалом 2.7–0.35 млрд лет назад.

Наиболее древние датировки метаморфогенных цирконов получены по породам тараташского гнейсо-гранулитового комплекса на Южном Урале. Здесь большая часть метаморфических пород, определяющих современный облик этого комплекса, образовалась при метаморфизме гранулитовой фации около 2.6 млрд лет назад [2, 3 и др.]. Диафторез амфиболитовой фации и гранитизация проявились в интервале 2.1–1.7 млрд лет назад.



**Рис.** Схема размещения докембрийских комплексов Тимано-Уральского региона

1-2 – палеозойские формации: 1 – палеоокеанические, 2 – палеоконтинентальные; 3 – осадочный чехол Европейской платформы; 4-8 – нижнедокембрийские (?) полиметаморфические комплексы: 4 – гнейсо-гранулитовые, 5 – гнейсо-мигматитовый, 6 – кристаллосланцевые, 7 – эклогит-амфиболит-гнейсовые и эклогит-сланцевые, 8 – гранулит-метабазитовые; 9 – верхнедокембрийские образования, преимущественно претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм. Метаморфические комплексы: 1 – малыкский, 2 – марункеуский, 3 – ханмейхойский, 4 – париквасьшорский, 5 – хараматалоуский, 6 – хордьюский, 7 – неркаюский, 8 – няртинский, 9 – тараташский, 10 – александровский, 11 – уфалейский, 12 – восточно-уфалейский, 13 – белорецкий, 14 – максютовский, 15 – салдинский, 16 – мурзинско-адуйский, 17 – селянкинский, 18 – сысертско-ильменогорский, 19 – кочкарский, 20 – мариинский, 21 – адамовский, 22 – текельдытауский, 23 – кайрактинский, 24 – талдыкский, 25 – микулкинский. Основные области развития докембрия: 26 – Центрально-Уральская зона, 27 – Кваркушское поднятие, 28 – Башкирское поднятие, 29 – поднятие Канин Нос, 30 – Цылемский камень, 31 – Четласский камень, 32 – Вымская гряда, 33 – Обдырское поднятие, 34 – поднятие Джежимпарма, 35 – Полудовское поднятие.

В гнейсо-мигматитовых комплексах (александровском – на Южном Урале, няртинском и ханмейхойском комплексах на севере Урала), а также и париквасьшорском кристаллосланцевом комплексе Полярного Урала древнейшие возрастные определения варьируют в интервале 2.12–1.75 млрд. лет. Возрастной рубеж метаморфизма гранулитовой фации определяется цифрами около 2.1 млрд лет. Полиметаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций проявился в интервале 1.99–1.75; 1.37–1.20 млрд лет назад; около 0.9 млрд лет назад и 0.62–0.56 млрд. лет назад [1].

На п-ве Канин по цирконам из пород микулкинского кристаллосланцевого комплекса получено три возрастных интервала: 1994–1764, 1372–1338 и 1260–1080 млн лет [1], которые согласуются с возрастом постгранулитовых процессов метаморфизма в породах александровского комплекса.

Гранулит-м metabазитовые комплексы давно рассматриваются нами, как возможные возрастные аналоги гнейсо-гранулитовых комплексов, к которым на Урале относится уже упоминавшийся выше верхнеархейский гнейсо-гранулитовый тараташский комплекс. Недавно В. А. Душиным и его соавторами [4] опубликованы U-Pb (SHRIMP – II) возрастные датировки цирконов из metabазитов мальковского гранулит-м metabазитового комплекса, свидетельствующие о проявлении в них ранних метаморфических событий в конце архея – около 2.7 млрд лет назад.

Вопрос о возрасте и возможности сопоставления с докембрием древних платформ эклогитсодержащих толщ Урала, слагающих некаюский, марункеуский, максютовский и другие комплексы, остается проблематичным. Тем не менее, реальность проявления ультравысокобарического метаморфизма в раннем докембрии доказывается находками архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе Фенноскандинавского щита. Геохронологическая изученность высокобарических метаморфитов Урала остается недостаточной. В геохронологическом отношении лучше изучен марункеуский комплекс Полярного Урала. Максимальные значения возраста пород этого комплекса, определенные путем K-Ar и Pb-Pb датирования минералов из эклогитов, составляют 1.70, 1.56, 1.54 млрд лет. В последние годы сопоставимые значения возраста эклогитов ( $1.68 \pm 0.07$ ,  $1.61 \pm 0.07$ ,  $1.54 \pm 0.15$ ,  $1.54 \pm 0.14$  млрд лет) были получены на основе Rb-Sr и Sm-Nd изохронных систем по породе в целом и по метаморфогенным минералам, включая амфибол [5]. Кроме того, для циркона из этих же пород В.Л. Андреевым получен конкордантный U-Pb возраст, равный 1.86 млрд лет. Эти данные дают основание считать, что, во-первых, условия эклогитовой фации имели место на наиболее ранней стадии метаморфической истории марункеуского комплекса и, во-вторых, ультравысокобарический метаморфизм, который обычно связывается с субдукцией океанической коры, в пределах рассматриваемой территории проявился в раннедокембрийское время более, чем 1.70 млрд лет назад (по-видимому, в интервале 1.9–2.1 млрд лет назад, если учитывать наличие в эклогитах наложенного амфибола, возрастное значение, полученное для циркона, и высокую вероятность комплементарного развития высокотемпературных умеренно- и высокобарических процессов).

Различия в вещественном составе, а также фациальных условиях и особенно типе метаморфизма пород позволяет выделить две группы полиметаморфических комплексов, которые в общих чертах были намечены еще в наших ранних работах [1 и ссылки в данной работе]. Одна из них характеризуется преобладанием в разрезе пород кислого состава, преимущественно первично-осадочного происхождения и умереннобарическим типом метаморфизма. В составе другой группы существенная роль принадлежит первично-магматическим образованиям, преимущественно основного ряда, испытавшим высокобарический метаморфизм. В каждой из названных двух групп можно выделить вертикальные (возрастные) ряды полиметаморфических комплексов (таблица).

**Таблица.** Латеральные и вертикальные (возрастные) ряды полиметаморфических комплексов

Возраст	Комплексы	
PR <sub>1</sub>	Кристаллосланцевые комплексы Метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой (низкотемпературные и умереннотемпературные субфации) фаций. Гранитизация проявлена слабо.	Эклогито-сланцевые комплексы Метаморфизм эклогитовой (низкотемпературные и умереннотемпературные субфации) и гранат-глаукофансланцевой субфаций
AR <sub>2</sub> (?)-PR <sub>1</sub>	Гнейсо-мигматитовые комплексы Метаморфизм амфиболитовой фации умеренных давлений с реликтами гранулитовой фации. Гранитизация. Гранито-гнейсовые купола.	Эклогито-гнейсовые комплексы Метаморфизм эклогитовой фации. Ультравысокобарические субфации.
AR <sub>1-2</sub>	Гнейсо-гранулитовые комплексы Метаморфизм гранулитовой фации умеренных и пониженных давлений	Гранулит-м metabазитовые комплексы Метаморфизм гранулитовой фации повышенных и высоких давлений.

Вертикальный (возрастной) ряд комплексов, первой из перечисленных групп, составляют (снизу-вверх): гнейсо-гранулитовые (тараташский комплекс) → гнейсо-мигматитовые (александровский, няртинский, ханмейхойский комплексы) → кристаллосланцевые (микулкинский, париквасьшорский, хараматалоуский комплексы). Второй вертикальный ряд составляют (снизу-вверх): гранулит-м metabазитовые мальковский и хордьюуский комплексы) → эклогито-гнейсовые (марункеуский комплекс) → эклогито-сланцевые (некаюский и максютовский комплексы). Нижняя возрастная граница вертикальных последовательностей Уральского докембрия определяется датировками не менее 2.6 млрд лет. Наряду с вертикальными рядами намечаются определенные латеральные соотношения между различными комплексами, свидетельствующими об их формировании в разных геодинамических обстановках. Из приведенных выше геохронологических данных можно сделать заключение, что различия в геодинамических обстановках формирования рассматриваемых структурно-вещественных комплексов существовали, начиная, по крайней мере, с позднего архея и в течение всего раннего протерозоя.

Установленные закономерности в составе и строении полиметаморфических комплексов западного склона Урала, а также данные о возрасте появления процессов высокотемпературного метаморфизма пород (гранулитовой и эклогитовой фаций) дают основание считать, что они являются фрагментами одного кратона (Европейского или, точнее, Волго-Уральской части Балтики).

In the Urals, the presence of scarps in the western palaeocontinental portion of the platform basement (west of the Major Uralian Fault) is best-based. Examples are provided by mineralogically, structurally and metamorphically different polymetamorphic complexes (Figure). The basic varieties distinguished are gneiss-granulite, gneiss-migmatite, schist, granulite-metabasic, eclogite-gneiss and eclogite-schist complexes [1].

The metamorphic history of the rocks that build up polymetamorphic complexes in the western Urals (western Urals slope) covers a time span bracketed by 2.7 and 0.35 Ga.

The oldest ages from metamorphic zircons were estimated for rocks of the Taratash gneiss-granulite complex in the southern Urals. Here, most metamorphic rocks, responsible for the present pattern of the complex, were produced by granulite-facies metamorphism at ca. 2.6 Ga [2, 3 etc.]. Amphibolite-facies diaphoresis and granitization occurred in the interval 2.1–1.7 Ga.

In the gneiss-migmatite complexes (in the Alexandrovsky complex in the southern Urals, in the Nyartinsky and Khanmeikhoisky complexes in the northern Urals) and in the Parikasshorsk schist complex in the Polar Urals the oldest ages vary from 2.12 to 1.75 Ga. The age boundary of granulite-facies metamorphism is estimated at ca. 2.1 Ga. Amphibolite- and epidote-amphibolite-facies polymetamorphism occurred at 1.99–1.75; 1.37–1.20 Ga; 0.9 Ga and 0.62–0.56 Ga [1].

On Kanin Peninsula, three age intervals: 1994–1764, 1372–1338 and 1260–1080 Ma [1], consistent with the age of post-granulite-facies metamorphism in the rocks of the Alexandrovsky complex were obtained on zircons from the rocks of the Mikulinsky schist complex.

The authors have long been interpreting granulite-metabasic complexes as possible age counterparts of gneiss-granulite complexes, exemplified in the Urals by the aforementioned Upper Archaean Taratash gneiss-granulite complex. V.A. Dushin et al. [4] have recently published the U-Pb (SHRIMP – II) age dates of zircons from the metabasic rocks of the Malyk granulite-metabasic complex that provide evidence for early metamorphic events in late Archaean time at about 2.7 Ga.

The age of old eclogite-bearing rock platforms in the Urals, which build up the Nekayusky, Marunkeusky, Maksyutovsky and other complexes, and their correlation with Precambrian units are still the subject of debate. However, ultrahigh-pressure metamorphic events in Early Precambrian time are supported by the occurrence of Archaean eclogites in the Belomorian mobile belt of the Fennoscandian Shield. Age dates for Uralian high-pressure metamorphic rocks are scanty. The Marunkeusky complex in the Polar Urals has been best studied geochronologically. Maximum ages for rocks from this complex, estimated by K-Ar and Pb-Pb dating of minerals from eclogites, are 1.70, 1.56 and 1.54 Ga. Correlatable ages of eclogites ( $1.68 \pm 0.07$ ,  $1.61 \pm 0.07$ ,  $1.54 \pm 0.15$  and  $1.54 \pm 0.14$  Ga) were estimated from Rb-Sr and Sm-Nd isochrone systems for whole rock and for metamorphic minerals, including amphibole [5]. Furthermore, a concordant U-Pb age of 1.86 Ga was obtained for zircon from the same rocks by V.L. Andreichev. These data have led the authors to conclude that, firstly, eclogite-facies conditions existed at the earliest stage in the metamorphic history of the Marunkeusky complex and, secondly, ultrahigh-pressure metamorphism, which is commonly attributed to oceanic crust subduction, occurred in the area discussed in Early Precambrian time at more than 1.70 Ga (presumably in the interval 1.9–2.1 Ga, considering the presence of multiple amphibole in eclogites, the age obtained for zircon and the highly probable complementary evolution of high-temperature, moderate- to high-pressure processes).

Based on differences in mineralogical composition, metamorphic grade and especially metamorphic type of rocks, two groups of polymetamorphic complexes, described briefly in the authors' earlier publications [1 and references *ibid.*] are distinguished. One group is dominated by felsic rocks of primary-sedimentary origin metamorphosed at moderate pressures. The other group consists largely of primary-magmatic, dominantly mafic, rocks metamorphosed at high pressures. Vertical (age) series of polymetamorphic complexes can be distinguished in each of the above two groups (Table). The vertical (age) series of complexes of the first of the groups listed consists of (from the base upwards): gneiss-granulite (Taratash complex) → gneiss-migmatite (Alexandrovsky, Nyartinsky and Khanmeikhoisky complexes) → schist (Mikulinsky, Parikvasshorsk and Kharamatalousky complexes). A second vertical series is formed of (from the base upwards): granulite-metabasic Malyk and Khordyusky complexes) → eclogite-gneiss (Marunkeusky complex) → eclogite-schist (Nekayusky and Maksyutovsky complexes). The lower age boundary of Precambrian Uralian vertical successions is estimated at no less than 2.6 Ga. Together with vertical series, lateral correlations between different complexes, indicative of their formation in different geodynamic settings,



are observed. The above geochronological evidence has led the authors to conclude that differences in the geodynamic settings, in which the structural-mineralogical complexes were produced, have existed since at least the Late Archaean throughout the entire Early Proterozoic.

Based on the compositional and structural pattern of the polymetamorphic complexes on the western slope of the Urals, together with the ages of high-temperature metamorphism of granulite- and eclogite-facies rocks, the authors have concluded that they are fragments of one craton (the European Craton or, to be more exact, the Volga-Uralian portion of the Baltic).

#### Литература – References

1. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Конанова Н. В., Потапов И. Л. Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 36 с.
2. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.
3. Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Крамм У., Лепехина О.П. Изотопная геология древнейших образований Урала: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  систематика // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Материалы Международной научной конференции (III Чтения памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГ иГ УрО РАН, 2008. С.117-120.
4. Душин В. А., Бурмако П. Л., Ронкин Ю. Л. и др. Состав и новые возрастные датировки метагабброидов малыкского комплекса на Полярном Урале // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Материалы Международной научной конференции (III Чтения памяти С.Н. Иванова). Екатеринбург, 2008. С. 27-29.
5. Андреичев В. Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным. Автореф. докт. дис. Екатеринбург, 2010. 46 с.

### ГЕОХИМИЯ МЕТАБАЗИТОВ КРАСНОЙ ГУБЫ, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

*Расс И.Т., Козловский В.М., Корпечков Д.И.*

ИГЕМ РАН, Москва, Россия, rass@igem.ru

### GEOCHEMISTRY OF METABASIC ROCKS FROM KRASNAYA GUBA, BELOMORIAN MOBILE BELT

*Rass I.T., Kozlovsky V.M., Korpechkov D.I.*

Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia, rass@igem.ru

Исходя из представления о региональном метаморфизме как об изохимическом процессе, принято относить все геохимические различия метаморфизованных пород за счет различий составов возможного протолита. Однако в последнее время появляется все больше данных по геохимии метаморфизованных базитов, имеющих заведомо одинаковый протолит, и объяснить их геохимические различия оказывается возможным, если допустить подвижность тех или иных компонентов в процессе самого метаморфизма.

В пределах Беломорского подвижного пояса открыто и исследовано Красногубское дайковое поле, состоящее более чем из 30 малых интрузий габброноритов и даек более железистых («гранатовых») габбро [2]. Возраст их образования, по-видимому, не отличается от определенного для аналогичных образований региона - 2.44-2.36 и 2.14-2.12 млрд. лет, соответственно [3,4]. Базиты Красной губы интенсивно эцлогитизированы: габбронориты только вдоль зон сдвиговых деформаций, габбро – практически полностью. По данным минеральной геотермобарометрии [2] формирование эцлогитоподобных пород (плагноклаз+гранат+омфациит) происходило в диапазоне температуры и давления, отвечающих высокобарической и высокотемпературной амфиболитовой фации ( $T = 700 \pm 40^\circ\text{C}$  и  $P = 10.0 \pm 0.5$  кбар). Значения  $PT$  параметров образования клинопироксен-плагноклазовых симплектитов по омфацииту, соответствуют 630–660°C и 7.9–8.2 кбар. Постэцлогитовая амфиболитизация проходила на ретроградном этапе метаморфизма.

Особенности составов минералов эцлогитовых пород Красной губы могут быть удовлетворительно объяснены допущением подвижного поведения кремнезема и десиликацией базитов [1,2] в результате взаимодействия флюид-порода в зонах тектонических нарушений. Следует подчеркнуть роль деформаций и сопряженных с ними флюидных потоков в образовании эцлогитовых парагенезисов [1]. Представляется очевидным, что флюид участвует в процессе эцлогитизации не только как катализатор минеральных реакций, но и как среда тепло- и массообмена.

Геохимические особенности метаморфизованных магматических пород, в частности, базитов, определяются как закономерностями распределения вещества при выплавлении и дифференциации габбро-норитов и габбро, которые явились протолитом для исследуемых метабазитов, так и изменением минерального состава пород в результате собственно метаморфизма, с возможным перемещением (привносом или выносом) тех или иных некогерентных компонентов сопутствующим метаморфизму флюидом.

Исследована петрохимия и геохимия метаморфизованных габброноритов и габбро. Количества  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$  в метагабброноритах 7.5-20.5, 7.3-14.0, 0.3-0.8 мас. %, тогда как в метагаббро 3.2-8.0, 12.9-18.0 и 1.0-2.5 мас. %, соответственно. Исследованные метагаббро по сравнению с метагабброноритами существенно обеднены Cr, Ni и в какой-то мере Rb, Sr, Ba, но обогащены P, V, Sc, Y, HREE, Nb, Zr.

Спайдер-диаграммы метагабброноритов, независимо от степени изменения при метаморфизме, демонстрируют ярко выраженные максимумы K и Ba, и столь же явные минимумы Nb и Ta, P, Ti. При сравнении спайдер-диаграмм слабо экологитизированных оливиновых габброноритов и экологитоподобных пород заметен рост концентраций Rb, K, LREE, Zr, Hf. При амфиболитизации экологитизированных габброноритов в породах заметно уменьшаются концентрации Nb, Ta, Th, U, и редких земель, которые в апогабброноритовых амфиболитах - наименьшие. В апогабброноритовых биотитизированных амфиболитах можно отметить увеличение концентраций всех некогерентных элементов.

Спайдер-диаграммы экологитизированных равномернозернистых метагаббро имеют слабо выраженные минимумы Nb и Ta, Sr, Ti. В большинстве амфиболитизированных экологитизированных метагаббро наблюдаются резкие минимумы Rb, K, Sr, и соответствующие максимумы Th и U, La и Ce. В апогаббровых амфиболитах при биотитизации остается заметным минимум Sr, но становятся явными максимумы Ba, LREE и Zr. Концентрации практически всех некогерентных элементов в биотитовых порфириобластовых амфиболитах возрастают при сохранении четкого Sr-минимума.

В хондрит-нормированных спектрах REE метагабброноритов при экологитизации La/Yb изменяется от 7.7 до 9.3, при амфиболитизации от 8.1 до 3.5 (в амфиболитах), при биотитизации La/Yb вновь возрастает до 8.2. В большинстве амфиболитизированных метагабброноритов и апогабброноритовых амфиболитах наблюдается отчетливая положительная Eu-аномалия. Концентрации REE в метагаббро существенно выше, чем в метагабброноритах и отличаются небольшой отрицательной Eu-аномалией; слабая положительная Eu-аномалия заметна только в двух образцах. При биотитизации апометагаббровых амфиболитов возрастает La/Yb отношение (от 2.9 до 7.2).

При экологитизации габбронорита увеличиваются отношения K/Sr и K/Ba и уменьшаются отношения Ca/K, Sr/Rb, имеет место привнос K и Rb. В метагаббро невозможно выявить закономерности изменения геохимии при экологитизации, они не сохранились. При амфиболитизации экологитизированных габброноритов растут отношения Ca/K, Sr/Rb, Ba/Rb, Sr/Ba, Sr/Y, и уменьшаются отношения K/Sr, K/Ba, K/Zr. При амфиболитизации апогаббровых экологитов изменение K/Zr и Sr/Y практически отсутствует, а тенденции изменения остальных указанных отношений такие же.

Установлено, что отношения некоторых редких элементов (K/Ti, Sr/Ba, Ti/Y, Ti/Zr, Zr/Y, La/Sm, Nb/Th), различные и характерные для метагабброноритов и метагаббро, практически неизменны в процессе метаморфизма. Так, при сравнении геохимических характеристик метагабброноритов Красной губы с коматиитовыми базальтами Ветреного Пояса того же возраста [5] по некоторым постоянным индикаторным отношениям редких элементов, можно предполагать, что базиты (протолит метагабброноритов) внедрялись с глубины, соответствующей давлению около 3.5 ГПа, а источник их вещества был существенно литосферный с некоторой долей плюмового, в очень малой степени загрязненный коровым веществом. Таким образом, при экологитизации габбро-норитов заметно изменяются содержания щелочных и щелочно-земельных элементов, а при амфиболитизации и биотитизации как габброноритов, так и габбро, изменяются концентрации почти всех редких элементов. Однако отношения некоторых редких элементов остаются постоянными и, по-видимому, являются индикаторами состава и условий образования возможного протолита. Без учёта выявленного изменения геохимии метаморфизованных пород, по отношению к геохимии неметаморфизованных пород того же возраста, петрологическая и геодинамическая модели могут оказаться некорректными.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты №№ 10-05-00015а, 09-05-00193а.*

Based on our knowledge of regional metamorphism as an isochemical process, all geochemical differences between metamorphosed rocks are attributed to differences in the composition of a possible protolith. However, as more geochemical data on metamorphosed basic rocks having an identical protolith have lately been obtained, their geochemical differences can be interpreted, provided one or another component is assumed to be mobile during metamorphism.

The Krasnaya Guba Dyke Field, consisting of more than 30 minor gabbro-norite intrusions and Fe-rich ("garnet") gabbro dykes, has been discovered and studied in the Belomorian mobile belt [2]. Their age does not seem to differ from the age of similar rocks occurring in the region (2.44-2.36 and 2.14-2.12 Ga, respectively) [3, 4]. Krasnaya Guba basic rocks are considerably eclogitized: gabbro-norites are only eclogitized along shear-zones and gabbro is completely eclogitized. Mineral geothermobarometric data [2] show that eclogite-like rocks (plagioclase+garnet+omphacite) were formed in the temperature and pressure range consistent with high-pressure and high-temperature amphibolite facies ( $T = 700 \pm 40^\circ\text{C}$  and  $P = 10.0 \pm 0.5$  kbar). The  $PT$  parameters of clinopyroxene-plagioclase symplectite formation after omphacite are estimated at 630–660°C and 7.9–8.2 kbar. Post-eclogitic amphibolitization occurred at a retrograde stage of metamorphism.

The compositional characteristics of minerals from Krasnaya Guba eclogite rocks can well be interpreted by admitting that silica was mobile and that basic rocks were decilicified [1, 2] as a result of fluid-rock interaction in tectonic dislocation zones. The contribution of deformations and associated fluid flows to the formation of eclogite parageneses is noteworthy [1]. Obviously, fluid was involved in eclogitization not only as a catalyst of mineral reactions but also as heat and mass exchange medium.

The geochemical characteristics of metamorphosed igneous, particularly basic, rocks, depend on both matter distribution pattern upon melting-out and differentiation of gabbro-norites and gabbro, which acted as a protolith for the metabasic rocks examined, and on the alteration of the mineral composition of rocks as a result of metamorphism proper with possible transport (addition or removal) of various incoherent by the fluid associated with metamorphism.

The petrochemistry and geochemistry of metamorphosed gabbro-norites and gabbro were analyzed. The  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and  $\text{TiO}_2$  content of metagabbro-norites was 7.5-20.5, 7.3-14.0 and 0.3-0.8 mass. %, while those of metagabbro were 3.2-8.0, 12.9-18.0 and 1.0-2.5 mass. %, respectively. The metagabbro analyzed is much more depleted in Cr, Ni and to a certain degree in Rb, Sr and Ba but is richer in P, V, Sc, Y, HREE, Nb and Zr than metagabbro-norites.

Spidergrams for metagabbro-norites show well-defined K and Ba maxima and equally distinct Nb, Ta, P and Ti minima, in spite of the degree of metamorphic alteration. Comparison of spidergrams for mildly eclogitized olivine gabbro-norites and eclogite-like rocks shows a rise in Rb, K, LREE, Zr and Hf concentrations. Upon amphibolitization of eclogitized gabbro-norites, Nb, Ta, Th, U and rare-earth concentrations in the rocks decline markedly (they are lowest in apogabbro-noritic amphibolites). The concentrations of all incoherent elements in biotitized apogabbro-noritic amphibolites are observed to rise.

Spidergrams for equigranular eclogitized metagabbro show poorly-defined Nb and Ta, Sr, Ti minima. Most amphibolitized eclogitized metagabbro exhibit sharp Rb, K and Sr minima and corresponding Th and U, La and Ce maxima. Upon biotitization, minimum Sr concentrations in apogabbro amphibolites remain noticeable, but maximum Ba, LREE and Zr concentrations become obvious. The concentrations of practically all incoherent elements in biotitic porphyroblastic amphibolites rise, but minimum Sr concentration clearly persists.

In the chondrite-normalized REE distribution spectra of metagabbro-norites La/Yb ratio varies from 7.7 to 9.3 upon eclogitization, from 8.1 to 3.5 (in amphibolites) upon amphibolitization and increases again to 8.2 upon biotitization. Most amphibolitized metagabbro-norites and apogabbro-noritic amphibolites show a well-defined positive Eu-anomaly. REE concentrations in metagabbro are higher than in metagabbro-norites and differ in a small negative Eu-anomaly; a poorly-defined positive Eu-anomaly is only observed in two samples. La/Yb ratio increases from 2.9 to 7.2 upon biotitization of apometagabbro amphibolites.

As gabbro-norite is eclogitized, K/Sr and K/Ba ratios increase, while Ca/K, Sr/Rb ratios decrease and K and Rb are added. A geochemical alteration pattern in metagabbro, caused by eclogitization, is impossible to reveal because it has not been preserved. Upon amphibolitization of eclogitized gabbro-norites Ca/K, Sr/Rb, Ba/Rb, Sr/Ba and Sr/Y ratios increase and K/Sr, K/Ba and K/Zr ratios decline. As apogabbro eclogites are amphibolized, K/Zr and Sr/Y ratios remain unchanged, while other ratios tend to vary in the same manner.

Some rare-element ratios (K/Ti, Sr/Ba, Ti/Y, Ti/Zr, Zr/Y, La/Sm and Nb/Th), different and characteristic of metagabbro-norites and metagabbro, remain practically unchanged during metamorphism. Comparison of the geochemical characteristics of Krasnaya Guba metagabbro-norites with those of Vetryny Poyas komatiitic basalts of the same age [5] in some stable indicator rare-element ratios suggests that basic rocks (protolith of metagabbro-norites) intruded from a depth corresponding to a pressure of about 3.5 GPa and that their matter was supplied from a largely lithospheric source with a certain share of plume. Thus, upon eclogitization of gabbro-norites alkaline and alkaline-earth element concentrations vary markedly, and upon amphibolitization and biotitization of both gabbro-norites and gabbro almost all rare-element concentrations change. However, some rare-element ratios remain stable and seem to indicate the composition and conditions of formation of a possible protolith. Petrological and geodynamic models

may be incorrect without considering changes in the geochemistry of metamorphosed rocks relative to the geochemistry of unmetamorphosed rocks of the same age.

*The study was supported by RFFR grants nos.10-05-00015a and 09-05-00193a.*

#### Литература – References

1. Аранович Л.Я., Бортников Н.С. Бушмин С.А., Викентьева О.В., Дубинина Е.О., Козловский В.М., Лебедева Ю.М. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009 Т. 17 № 4. С. 415-436.
2. Козловский В.М., Аранович Л.Я. Петрология и термобарометрия экологитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс//Петрология. 2010 Т. 18 № 1. С. 29-52.
3. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. В.А.Глебовицкого. СПб.: Наука. 2005. 712 с.
4. Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибилова Е.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 4. С. 528–532.
5. Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Shoenberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetrenyi Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. No. 6. P. 1205-1222.

### ЭКОЛОГИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛА: ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

*Русин А.И.<sup>1</sup>, Краснобаев А.А.<sup>1</sup>, Вализер П.М.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия, rusin@igg.uran.ru

<sup>2</sup> Ильменский государственный заповедник УрО РАН, Миасс, Россия, mev\_62@inbox.ru

### ECLOGITIC COMPLEXES OF THE URALS: ISOTOPIC AGES AND PETROGENESIS PROBLEMS

*Rusin A.I.<sup>1</sup>, Krasnobaev A.A.<sup>1</sup>, Valizer P.M.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia, rusin@igg.uran.ru

<sup>2</sup> Ilmeny State Reserve UB RAS, Miass, Russia, valizer@ilmeny.ac.ru

Экологитовые комплексы представляют одну из наиболее выразительных форм проявления высокобарического метаморфизма на Урале. Ясно выраженная их структурная позиция, доступность и мировая известность ряда типовых объектов способствовали их всестороннему исследованию. Были получены согласующиеся оценки термодинамических параметров и геохимических особенностей экологитового метаморфизма, рассмотрены вероятные модели последовательности метаморфических процессов, выдвинуты новые идеи о возможных механизмах возникновения надлитостатических давлений и природе экологитовых протолитов [2].

Наиболее многочисленные определения возраста были получены для "нижней серии" максютовского комплекса [2, 4 и др.]. Имевшиеся ранее К-Аг датировки (434-370 млн. лет), были дополнены Аг-Аг определениями изотопного возраста фенгитов (392-373 и 365-355 млн. лет) и глаукофанов (411-389 млн. лет), минеральными Sm-Nd изохронами (396-357 млн. лет) и U-Pb датировками возраста цирконов (1800, 1216 и 443-352 млн. лет) и рутилов (1517, 547 и 384-377 млн. лет). В интерпретации этих данных отчетливо проявились два подхода. В первом, всем палеозойским датировкам придавался геологический смысл, и они рассматривались как свидетельства многоэтапности метаморфических, деформационных и эксгумационных процессов. Второй подход, сохраняющийся и до настоящего времени [2], основывался на общепринятой концепции "пороговых температур" закрытия изотопных систем. Полученные различными методами сходящиеся значения (370-380 млн. лет) интерпретировались как время экологитовой кристаллизации, сопряженной с началом охлаждения (эксгумации), а дискордантные (>380 млн. лет) - раннего сверхвысокобарического метаморфизма.

Иная идеология, основывающаяся на результатах исследования экологитового метаморфизма на эталонных объектах Западной Норвегии, была принята в наших работах [2, 4, 5 и др.]. Экологитизация сухих гранатовых гранулитов в Бергенских дугах происходит только в зонах проникновения свободного водного флюида, отмечаемого развитием гидроксилсодержащих минералов (фенгита, парагонита, цоизита и др.). Выразительные свидетельства ведущей роли экологитового флюида обнаруживаются и в нижней серии максютовского комплек-

са. Многочисленные гидротермальные жилы (кварцевые, кварц-фенгитовые, лавсонит-гранатовые и др.), включения водных минералов в зональных порфиробластах гранатов и другие свидетельства указывают на очень высокие соотношения флюид-порода во время эклогитовой кристаллизации, при которых практически не сохраняются реликтовые парагенезисы. В то же время, эклогитовый метаморфизм не ведет к полному переуравновешиванию Sm-Nd и, особенно, U-Pb изотопных систем, обнаруживающих "протолитовые" датировки.

Для оценки времени эклогитового метаморфизма возможности использования Rb-Sr метода ограничивались техническими трудностями. Впервые полученные нами для максютовского комплекса высокоточные внутренние минеральные изохроны на основе фенгитов позволили показать [5], что реакции эклогитизации не были растянуты во времени, а представляли кратковременный процесс, связанный с активностью флюидов, четко датируемый значением  $375,1 \pm 1,8$  млн. лет. Это средневзвешенное значение, полученное по 9 частным изохронам эклогитов, вмещающих глаукофановых сланцев и гидротермальных жил, отклонения в которых не превышают 2 млн. лет.

Аналогичные исследования были проведены в марункеуском эклогит-гнейсовом комплексе Полярного Урала [2, 4 и др.]. Этот комплекс характеризуется меньшей флюидонасыщенностью. Обнаруживаются участки, в которых дефицит или отсутствие флюида создает кинетические барьеры для протекания реакций эклогитизации. Наблюдающаяся в этом комплексе хорошая сохранность метаматических структур с эклогитовыми парагенезисами и резкая контрастная зональность в гранатах интерпретируются нами как следствие очень высокой скоротечности метаморфических реакций. Изохронные Rb-Sr возрасты для 14 образцов из ассоциаций эклогитовой и амфиболитовой фаций, а также флюидных жил дают среднее значение  $355 \pm 1,4$  млн. лет. Точечные U-Pb датировки цирконов из тех же образцов показывают допалеозойские значения. Докембрийские протолитовые возрасты часто сохраняет Sm-Nd изотопная система. Трактовка их как возраста эклогитового метаморфизма в марункеуском комплексе является ошибочной.

В последние годы высоко- и сверхвысокобарические ассоциации установлены и изучены в субконтинентальных мафит-ультрамафитовых комплексах, являющихся, как представляется, обязательным элементом коллизионных орогенов. К этим образованиям были отнесены лерцолитовые массивы Южного Урала, ассоциированные с гранат-пироксеновыми мафитами и ультрамафитами [1], щелочно-ультраосновная ассоциация Ильменогорской сдвиговой зоны, включающая гранат-пироксен-анортитовые породы [3] и оливин-энстатитовые ультрамафиты максютовского комплекса. В массиве Узянский Крака задокументирован уникальный пример расслоения лерцолитов на комплементарные серии дунитов и симплектитовых гранатовых пироксенитов [1], обусловленный декомпрессионным подъемом (более 20 кбар и  $900^\circ\text{C} \rightarrow 13\text{-}11$  кбар и  $860\text{-}750^\circ\text{C}$ ) глубинного блока в верхнюю кору при рифтовом растяжении. Время этого события зафиксировано сходящимися значениями цирконовых датировок в интервале 590-550 млн. лет. Цирконовый возраст щелочно-ультраосновной ассоциации Ильмен ( $662$  и  $543$  млн. лет) позволяет связывать ее формирование с вендской активизацией рифтогенных процессов, а сохранность в метабазитах гроспидитового парагенезиса (Gros+Px+Dist±Zo) является прямым указанием на очень глубокие условия кристаллизации ( $> 27$  кбар). Обнаружение в ультрамафитовом блоке максютовского комплекса парагенезиса: форстерит + энстатит + магнезит + титанклиногумит ± антигорит, пентландит и SRIMP цирконовые датировки ( $2449 \pm 22$ ,  $1666 \pm 15$ ,  $1492 \pm 16$  и  $545 \pm 5,8$  млн лет) позволяют предположить, что в этом типовом эклогитовом комплексе присутствуют сверхвысокобарические фрагменты субконтинентальной мантии, изотопные системы циркона в которых не были переуравновешены в связи с коллизионными событиями. В этом аспекте, вероятно, заслуживает обсуждения и вопрос о природе высокобарического меланжа (антигоритовые серпентиниты  $-1660 \pm 40$  и  $452 \pm 4$  млн. лет, "Са эклогиты" -  $439$ ,  $8 \pm 4,9$  млн. лет), разделяющего нижнюю и верхнюю серии максютовского комплекса.

*Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН (№ 09-И-5-2001), выполняемого совместно с СО и ДВО РАН, и Программы ОНЗ РАН № 4 (проект 09-Т-5-1013).*

The eclogitic complexes are most expressive manifestations of the high pressure metamorphism in the Urals. The clear structural position, accessibility and world-famous typical objects promoted their fundamental research. Previously, the concordant thermodynamic parameters and geochemical peculiarities of eclogitic metamorphism were estimated, the probable models of the sequence of the metamorphic processes were considered and new ideas about the possible origin of the supralithostatic pressure and eclogitic protoliths were suggested [2].

Numerous age determinations were obtained for the lower series of the Maksutovo Complex [2, 4, et al.]. Previous K-Ar ages were supplemented with Ar-Ar ages of phengites ( $392\text{-}373$  and  $365\text{-}355$  Ma) and glaucophanes ( $411\text{-}389$  Ma), mineral Sm-Nd age ( $396\text{-}357$  Ma) and U-Pb ages of zircons ( $1800$ ,  $1216$  and  $443\text{-}352$  Ma) and rutiles ( $1517$ ,  $547$  and  $384\text{-}377$  Ma). Two approaches became apparent during the interpretation of these data. The first approach was filled with geological meaning of all Paleozoic ages which were regarded as evidences of the polycyclic metamorphic, deformational and exhumation processes. The second approach existing till nowadays [2] is based on the «threshold temperature» convec-

tional conception of the closure of isotopic systems. The convergent ages (370-380 Ma) estimated with different methods were considered to belong to the period of eclogite crystallization conjugated with the exhumation onset whereas discordant ages are interpreted as the period of the early ultra-high pressure metamorphism.

Other ideology based on the research of the eclogitic metamorphism on the example of the West Norway model objects was accepted by us [2, 4, 5, et al.]. The formation of eclogites after dry garnet granulites in the Bergen arcs occurred only in the penetration zone of free aqueous fluid marked by the hydroxyl-bearing minerals (phengite, paragonite, zoisite and other). The striking evidences of the leading role of eclogitic fluid were found in the lower series of the Maksyutovo Complex. Numerous hydrothermal quartz, quartz-phengite, lowsonite-garnet and other veins, inclusions of hydrous minerals in the zonal garnet porphyroblasts and other evidences point to the very high fluid-rock ratio during eclogite crystallization which almost does not retain the connate mineral assemblages. At the same time, the eclogitic metamorphism does not lead to the absolute re-equilibration of the Sm-Nd and U-Pb systems corresponding to protolithic ages.

The determination of the Rb-Sr age for estimation of the timing of eclogitic metamorphism was related to some technical difficulties. High-precise mineral isochron ages of phengites from the Maksyutovo Complex obtained for the first time [5] showed that eclogitic formation was a short-term process related to the fluid activity  $375.1 \pm 1.8$  Ma ago. This is a weight average value obtained by 9 isochrons of eclogites, host blueschists and hydrothermal veins which deviation does not exceed 2 Ma.

Similar researches were carried out in the eclogite-gneisses Marunkeu Complex in the Polar Urals [2, 4 et al.]. The complex is characterized by the lesser fluid-saturation however some areas with deficiency or fluid lack are the kinetic barriers for the reactions of eclogite formation. The good preservation of metamagmatic textures in eclogitic assemblages and contrast zoning in garnets are interpreted as a result of very high rate of metamorphic reactions. Rb-Sr ages of 14 samples from the mineral assemblages of eclogitic and amphibolitic facies and fluid veins give the average value  $355 \pm 1.4$  Ma. The point U-Pb ages of zircons from the same samples indicate the Paleozoic age. Sm-Nd isotopic system often retains the Precambrian photolytic ages which are incorrectly interpreted as the ages of eclogitic metamorphism of the Marunkeu Complex.

In the last years, high and ultrahigh-pressure rock associations were established and studied in subcontinental mafic-ultramafic complexes which are considered to be the obligatory elements of the collisional orogens. These associations include the lherzolitic massifs of the South Urals associated with garnet-pyroxene mafic-ultramafic rocks [1], alkali-ultramafic rock association of the Ilmeny shear zone with garnet-pyroxene-anorthite rocks [3], and olivine-enstatite ultramafic rocks of the Maksutovo Complex. The unique compositional layering of lherzolite into complementary dunites and symplectic garnet pyroxenites [1] caused by the decompression uplift (more than 20 kbar and  $900^\circ\text{C} \rightarrow 13-11$  kbar и  $860-750^\circ\text{C}$ ) of the deep blocks into the upper crust at the rift tension was documented at the Uzyansky Kraka massif. The age of this event is 590-550 Ma based on re-convergent zircon dating. Zircons ages of alkali-ultramafic rock association of the Ilmeny Mountains (662 and 543 Ma) allow us to relate its formation to the Neoproterozoic activation of riftogenic process and the preservation of the grosspyrite assemblage (Gros+Px+Dist±Zo) in metamafic rocks is a direct indication of the deep conditions of crystallization ( $> 27$  kbar). The presence of the forsterite + enstatite + magnesite + titanoclinohumite ± antigorite, pentlandite assemblage in the ultramafic block of the Maksutovo Complex and SRIMP zircons ages ( $2449 \pm 22$ ,  $1666 \pm 15$ ,  $1492 \pm 16$  and  $545 \pm 5.8$  Ma) allow suggestion that the ultrahigh-pressure fragments of subcontinental mantle are localized in this typical eclogitic complex. The isotopic systems in zircons from these fragments were not re-equilibrated during the collision. Regard to this, the problem of origin of the high-pressure mélange (antigoritic serpentinite -  $1660 \pm 40$  and  $452 \pm 4$  Ma, "Ca-eclogite" -  $439$ ,  $8 \pm 4.9$  Ma) divided the upper and lower series of Maksutovo Complex probably deserves the further discussion.

*The study was financially supported by the integration project of the Urals, Siberian and Far East Branches of RAS (project no. 09-II-5-2001) and Program of the Department of Earth Sciences of RAS № 4 (project no. 09-T-5-1013).*

## Литература –References

1. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенеза лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. № 3. С.1-17.
2. Русин А.И. Высокобарический метаморфизм Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 421-460.
3. Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Medvedeva E.V., Baneva N.N., Valiser P.M. Grosspyrite level of the initial melts of the Ilmeny mountains alkali-ultramafic association, South Urals // Geochemistry of magmatic rocks. XXVII International conference. School "Geochemistry of alkaline rocks". Moscow-Koktebel, Russia-Ukraine. 2010. P.150-152.
4. Glodny J., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A., Seward D. Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2003. Vol. 67. N 22. P.4353-4371.
5. Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002. V.66. N 7. P.1221-1235.

## ГРАНУЛИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ (ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

*Русин А.И.<sup>1</sup>, Медведева Е.В.<sup>2</sup>, Аникина Е.В.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, rusin@igg.uran.ru

<sup>2</sup> Ильменский государственный заповедник УрО РАН, Миасс, Россия, mev\_62@inbox.ru

## GRANULITIC ASSOCIATIONS OF THE COLLISION OROGENS: A GEODYNAMIC ASPECT

*Rusin A.I.<sup>1</sup>, Medvedeva E.V.<sup>2</sup>, Anikina E.V.*

<sup>1</sup> Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia, rusin@igg.uran.ru

<sup>2</sup> Ilmeny State Reserve UB RAS, Miass, Russia, mev\_62@inbox.ru

Гранулитовые комплексы коллизионных орогенов характеризуются большим разнообразием. В некоторых из них устанавливаются несомненные свидетельства связи с раннедокембрийским кристаллическим фундаментом прилегающих платформ. В первую очередь к таким свидетельствам относятся изотопные архейские датировки и сходство РТ-параметров метаморфизма с ареальными гранулитами щитов. Однако геохронологические обоснования докембрийского возраста гранулитовых ассоциаций в фанерозойских поясах относительно редки, что позволяет предполагать возможность их образования и в связи с палеозойскими событиями. Решающее значение в таких трактовках имеют тектонические воззрения авторов. В гипотезе орогенических циклов региональный, в том числе и гранулитовый метаморфизм связывался только с обстановками тангенциального сжатия. Представления о возможности образования гранулитов на любой стадии цикла Уилсона были впервые сформулированы Б.Ф. Уиндли [5], отнесшим к проявлениям гранулитового метаморфизма разнотипные ультрамафит-мафитовые ассоциации (офиолиты и расслоенные массивы). Такой подход представлялся автору перспективным для понимания обстановок формирования нижней коры не только в фанерозойских, но и докембрийских областях. Однако дальнейшего развития он не получил.

В концепции открытия и закрытия океанов сохраняется некоторое подобие с полициклическими гипотезами, основанными на парадигме теплового сжатия (контракции) Земли. Нами было показано [4], что в позднедокембрийской предыстории фанерозойских поясов отсутствуют материальные свидетельства циклов Уилсона и преобладающими являются обстановки литосферного растяжения с периодическими предрифтовыми подъемами земной коры ("энсиалическими орогениями"). Энциалические орогении не завершают, а предшествуют формированию осадочных бассейнов и в этом состоит их принципиальное отличие от складчатого (коллизионного) орогенеза. В то же время обусловленность рифтогенного развития мантийными (плюмовыми) процессами находит выражение в эндогенной активности - андерплейтинге, анорогенном магматизме, дайковых роях и континентальном рифтовом метаморфизме [1]. Этот метаморфизм проявляется синхронно в рифтогенно-депрессионном чехле (однородные и зональные комплексы), нижней коре и литосферной мантии (комплексы рифтогенных бластомилонитов).

Вопрос о необходимости рассмотрения метаморфических аспектов проблемы литосферного растяжения был впервые поставлен и неоднократно обсуждался в наших работах [1, 2, 4 и др.]. Основанием для этого стало обнаружение не выходящих за пределы дорифейских блоков линейных зон разнотемпературных бластомилонитов, синхронных по времени проявлениям зонального метаморфизма в рифтогенном чехле, и общий анализ механизмов разрыва плит. Было установлено, что хрупко-пластичные деформации проявляются не только в мощных, четко обособляющихся зонах рифтогенных бластомилонитов, отмечающих плоскости латерального перемещения пластин при литосферном растяжении, но и в локальных сдвигах. В 900 м Куватальской скважине Тараташа бластомилонитизация охватывает около 40 % вскрытого разреза, а Александровский тектонический клин и Саксонский массив в Гранулитовых горах практически во всем объеме несут свидетельства среднетемпературных хрупко-пластичных деформаций. Ознакомление с выходами дорифейского фундамента в ЮЗ Норвегии и герцинидах Европы, а также анализ литературных данных по другим фанерозойским поясам, не оставили сомнений в том, что процессы метаморфизма в условиях хрупко-пластичной деформации, связанные с рифтовым растяжением нижней коры, проявляются повсеместно. РТ-параметры этого метаморфизма, имеющего регрессивную направленность, могут быть реконструированы только на основе микрозондового анализа минеральных парагенезисов матрикса рифтогенных бластомилонитов. Имеющиеся в нашем распоряжении данные показыва-

ют, что процессы метаморфизма растяжения нижней и средней коры происходят в температурном интервале от гранулитовой до зеленосланцевой фации. Объективную информацию о режимах давления дают высокobarические позднедокембрийские (Гренвиллский, Свеконоврежский и др.) и раннепротерозойские (Лапландский, Лимпопо) анортозит-гранулитовые пояса. Имеется достаточно много оснований полагать, что такие структуры формируются не в коллизионных обстановках, а в глубинных зонах континентальных рифтов.

Обязательным элементом всех коллизионных орогенов являются разнообразные ультрамафит-мафитовые плутоно-метаморфические комплексы. В большинстве своем они содержат структурные и минералогические свидетельства ранней постмагматической рекристаллизации в условиях гранулитой фации и более позднего амфиболитового диафтореза. Вопрос о геодинамических обстановках их формирования на протяжении многих лет является предметом дискуссий. В традиционном подразделении уральских комплексов на офиолитовый и постофиолитовый (платиноносный) типы преобладающим было мнение об океаническом и/или островодужном их генезисе. В то же время давно известно, что в составе наиболее крупных офиолитовых аллохтонов присутствуют "чужеродные" габбро-гранулитовые блоки (Западный Войкар и др.), петро-геохимические особенности которых указывают на субконтинентальные обстановки формирования, а высокobarический метаморфизм в условиях хрупко-пластической деформации, по своим параметрам сопоставим с чогарской фацией глубинности [1]. Общий анализ ультрамафит-мафитового магматизма Урала позволил выдвинуть идею об андерплейтинговой природе не только габбро-гранулитовых, но и платиноносных массивов [3], что согласуется с новыми позднедокембрийскими радиологическими датировками. Минеральные ассоциации метабазитов в платиноносных массивах, как и в офиолитах, указывают на гранулитовую фацию умеренных давлений, что можно связать с большим утонением коры, чем при формировании высокobarических "габбро-гранулитовых" комплексов. В целом же уральские данные подтверждают представление о том, что континентальный рифтогенез является не только деструктивным процессом, способным вызвать утонение и разрыв плит, но и корообразующим, наращивающим ее по механизму "сухого" плюмового андерплейтинга.

Более спорным является вопрос о проявлениях гранулитового метаморфизма в орогенных (коллизионных) обстановках [2]. В зональных комплексах палеостроводужного сектора Урала определенно устанавливается сопряженность их формирования с надсубдукционным тоналит-трондьемитовым магматизмом, но температурные условия метаморфизма не достигают уровня гранулитовой фации. Проявления же метаморфизма, связанного с палингенным внутрикоровым гранитообразованием и накоплением пермских моласс, вообще отсутствуют. Можно предположить, что при релаксации термальной структуры после коллизии типа континент - континент в глубинных зонах достигались условия гранулитовой фации, но в современном эрозионном срезе они не обнажаются.

*Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН (№ 09-И-5-2001), выполняемого совместно с СО и ДВО РАН.*

The granulitic complexes of the collisional orogens are variable in occurrence, mineralogy, chemical composition, etc. The relationship to the Archean crystalline platform basement is established for some of them. The Archean isotopic age and similarity of PT-parameters of metamorphism with areal granulites of the shields are evidences of this. However, the geochronologic substantiation of the Precambrian age of granulitic associations in the Phanerozoic belts is rare therefore it suggests that some of them may have been probably formed in the Paleozoic. Such conclusions often depend on the tectonic opinions of the researchers. Based on the orogenic cycle hypothesis, the regional metamorphism, including granulitic facies, was previously explained only by tangential strain. B.F. Windley [5] first has formulated a conception about the formation of granulites at any stage of the Wilson's cycle and has related the formation of various ultramafic-mafic associations (ofiolites and stratified intrusion) to the granulitic metamorphism. He considered such an approach as very perspective for understanding of the tectonic setting of the low crust both in Phanerozoic and Precambrian areas. However, this idea has not been developed further.

The conception of opening and closure of oceans retains the some kind of similarity with polycyclic hypotheses based on the Earth's contraction. It was showed [4] that no evidences of the Wilson's cycle development was found in the Precambrian period (before the formation of the Phanerozoic belts) which was characterized by the dominant lithospheric tension with periodic prerifting uplifts of the Earth's crust (ensialic orogeny). The ensialic orogeny precedes the formation of sedimentary basins that is principal distinction of the collision orogeny. At the same time, the rifting development governed by the mantle (plume)





processes is expressed in endogenous activity such as underplating, anorogenic magmatism, dyke swarms and continental rift metamorphism [1]. This metamorphism is synchronous to the riftogenic-depressed cover (homogenous and zonal complex), low crust and lithosphere mantle (complexes of riftogenic blastomylonites).

The necessity of the consideration of metamorphic problem of lithosphere tension was first arisen and has been repeatedly discussed in [1, 2, 4, et al.]. The finding of the linear zones of various temperature blastomylonites, which are synchronous to the zonal metamorphism in the riftogenic cover and do not extend into the adjacent pre-Mesoproterozoic blocks, along with the plate breakup are the basement for a statement of the question. It was established that the brittle-ductile deformations are displayed both in the thick (up to several hundreds kilometers) clearly expressed zones of riftogenic blastomylonites marking the planes of the lateral plate movement at lithosphere tension and local displacements. The Kuvatal well 900 m deep located in the Taratash Granulitic Complex shows that the process of blastomylonite formation is manifested in ~40 % of the rock volume whereas Alexandovsky tectonic wedge and Saxonian Massif in the Granulitgebirge are characterized by the medium temperature brittle-ductile deformations in the entire volume. The outcrops of the pre-Mesoproterozoic basement in the Southwest Norway, European Hercynides and other Phanerozoic belts do not retain doubts that metamorphic processes of the brittle-ductile deformations are related to the rift tension of the low crust and are developed everywhere. PT-parameters of such kind of regressive metamorphism can be reconstructed on the base of microprobe analysis of mineral assemblages from riftogenic blastomylonites matrix. Our data show that metamorphic processes of tension in the low and middle crust occur at temperature peculiar of granulite to greenschist facies. Objective information on the pressure regime can be available from the high pressure Paleoproterozoic (Lapland and Limpopo) and Meso- to Neoproterozoic (Greenville, Svekonorway, etc.) anorthosite-granulitic belts. We have every reason to suppose that these structures are formed in the deep zones of continental rifts but not in a collisional setting.

The various ultramafic-mafic plutonic-metamorphic complexes are the obligatory elements of all collisional complexes. They often contain structural and mineralogical evidences of early postmagmatic recrystallization at granulite facies and later amphibolite diaphoresis. The question of geodynamic setting of their formation is a matter of debate for many years. The traditional division of the Ural ofiolitic and postofiolitic (Pt-bearing) complexes is related to their oceanic and/or island-arc origin. Although it was known for a long time that the largest ofiolitic allochthons host the «allogenic» gabbro-granulitic blocks (West Voikar and others) which petrogeochemical peculiarities indicate subcontinental formation setting and the high pressure metamorphism of brittle-ductile deformations is comparable with the Chogarsky deep facies [1]. The general analysis of the ultramafic-mafic magmatism in the Urals allow us to advance an idea about the underplating origin of gabbro-granulitic and Pt-bearing massifs [3] that is in agreement with new Meso- to Neoproterozoic Pb-Pb age. Mineral assemblages of metamafic rocks from Pt-bearing and ofiolitic massifs in comparison with those of gabbro-granulitic complexes point to the granulite facies of moderate pressure that can be linked to the great crust thinning. Generally, the data on the whole Urals confirm the conception that continental rifting is a destructive process bringing about the plate thinning and breakup and it can also form the crust growing it during the dry plume underplating.

The question related to the formation of granulitic rocks within the orogenic (collisional) settings is more discussable [2]. The zonal complexes of the Ural paleoisland arc are complemented with supra-subduction tonalite-trondhjemite magmatism but temperature conditions of metamorphism do not correspond to granulite facies. No evidences of metamorphism related to the palingenic intracrustal granite formation and accumulation of the Permian molasse are found. It can be suggested that the granulite facies conditions were attained at the thermal structure relaxation after continent-continent collision in the deep zones but they do not crop out at the modern erosion level.

#### Литература –References

1. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника, 1997. №1. С.6-19.
2. Русин А.И. Общие вопросы геодинамического контроля метаморфизма // Метаморфизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С.104-108.
3. Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А. Новый взгляд на природу Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т 2. Екатеринбург, 2009. С. 154-157.
4. Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I. Geodynamic regimes in the Precambrian of the Urals // Precambrian Research, 1986. N 33. P.189-208.
5. Windley B.F. Phanerozoic granulites // J.Geol. Soc. London, 1981. Vol. 138. Part 6. P. 745-751.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ЛЕЙКОГРАНИТОВ В ГРАНУЛИТОВЫХ (И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ) КОМПЛЕКСАХ СВЕКОФЕНСКОГО ОРОГЕНА В ЮЖНОЙ ФИНЛЯНДИИ

Ряме О.Т.<sup>1</sup>, Курхила М.<sup>1</sup>, Ниронен М.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Факультет геонаук и географии, Хельсинкский университет, Хельсинки, Финляндия, [tapani.ramo@helsinki.fi](mailto:tapani.ramo@helsinki.fi)

<sup>2</sup> Геологическая служба Финляндии, Эспоо, Финляндия

## ORIGIN AND EVOLUTION OF LEUCOGRANITE MAGMATISM IN THE GRANULITIC (AND RELATED MEDIUM-GRADE) TERRANES OF THE SVECOFENNIAN OROGEN IN SOUTHERN FINLAND

Rämö O.T.<sup>1</sup>, Kurhila M.<sup>1</sup>, Nironen M.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geosciences and Geography, University of Helsinki, Helsinki, Finland, [tapani.ramo@helsinki.fi](mailto:tapani.ramo@helsinki.fi)

<sup>2</sup> Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, [mikko.nironen@gtk.fi](mailto:mikko.nironen@gtk.fi)

Во многих палеопротерозойских орогенах гранитные породы, образовавшиеся после главной фазы роста коры, слагают заметную литологическую толщу, которая отличается по петрологии, геохимии и тектонике от гранитоидных плутонов, связанных с главным (корообразующим) событием мантийно-коровой дифференциации. Эти типично лейкократовые граниты имеют эвтектоидный состав и обогащены алюминием в сравнении со щелочными металлами. Эти лейкограниты, возможно, тектонически связаны с коллапсом орогена или с транспрессивной фазой коллизии и служат индикатором литологии и возраста коровых областей, в которые они внедрились.

Палеопротерозойская кора южной Финляндии, как считают, образовалась путем приращения двух островодужных комплексов к архейскому кратону 1.91–1.88 млрд. лет назад в ходе сложной свекофенской орогении [1] (и ссылки там). Для свекофенского орогена характерны супракрустальные пояса и “синорогенные” плутонические породы (в основном гранитоиды), которые образовались ~1.93–1.86 млрд. лет назад в обоих островодужных комплексах. В пределах островодужного комплекса южной Финляндии пояс лейкократовых мигматитообразующих гранитов простирается на запад-юго-запад через самую южную часть Финляндии от границы с Россией на востоке до юго-западного архипелага Финляндии. Эти лейкограниты слагают позднесвекофенскую гранит-мигматитовую зону (ПСГМ) южной Финляндии [2]; традиционно считается, что их возраст составляет ~1.84–1.83 млрд. лет. Однако данные по минералам, полученные нами недавно U-Pb методом, показывают, что история их кристаллизации гораздо длиннее - от ~1.86 до 1.79 млрд. лет [3] – [5], а наши изотопные исследования U-Pb методом *in situ* показывают, что крупные унаследованные популяции цирконов сформировались 2.1–2.0 млрд. лет назад и 2.8–2.5 млрд. лет назад. Встречаются лейкограниты с нулевой и сильной унаследованностью; они образовались из преобладающих компонентов соответственно изверженного и осадочного источников.

Островодужный комплекс южной Финляндии включает высоко-Т и низко-Р гранулитовые области, для которых характерны интенсивная мигматизация и образование анатектических расплавов. Эти расплавы кристаллизовали лейкограниты, которые являются перглиноземистыми (величина A/CNK = около 1.1), имеют высокое содержание кремнезема (69–77 вес. % SiO<sub>2</sub>), изменчивое содержание легких РЗЭ (например, содержание La в 20–300 раз выше хондритового), а в некоторых случаях очень высокое содержание теплогенерирующих рассеянных элементов U и Th (соответственно до 30 ppm и 75 ppm). Наши новые данные по изотопам Nd из валовых проб показывают, что большинство лейкогранитов имеет начальные величины  $\epsilon_{Nd}$  около 1.5 - 0; это указывает на относительно “ювенильный” общий характер источника лейкогранитов. Сравнение изотопного состава Nd лейкогранитов и вмещающих их синорогенных гранитоидов указывает на их весьма своеобразный характер. В северной части этой зоны лейкограниты имеют (за исключением некоторых образцов с аномально высокой величиной  $\epsilon_{Nd}$ , которые позволяют предположить изотопно-неравновесное плавление на удаленных участках относительно областей с высокими Т и Р) более низкие (хондритовые или сбало отрицательные) величины  $\epsilon_{Nd}$ , чем вмещающие их синорогенные породы. В южной части этой зоны такого различия нет. Если допустить, что такое различие есть, то многие (если не все) лейкограниты в северной части зоны были бы аллохтонными. Следовательно, источник образования магмы мог находиться в южной части островодужного комплекса южной Финляндии в непосредственной близости от областей с высоким содержанием Т и Р.

In many Paleoproterozoic orogens, granitic rocks that postdate the main phase of crustal growth constitute a conspicuous lithologic unit that differs – petrologically, geochemically, and tectonically – from granitoid plutons that are associated with the main (crust-forming) mantle-crust differentiation event. These granites are typically leucocratic, have minimum-melt compositions, and are comparatively enriched in aluminum relative to the alkali metals. Tectonically, the leucogranites may be related to orogenic collapse or a transpressional phase of collision, and they also serve as indicators of the lithology and age of the crustal domains that they were emplaced within.

The Paleoproterozoic crust of southern Finland is considered to have formed by accretion of two arc complexes to the Archean craton at 1.91–1.88 Ga during the composite Svecofennian orogeny [1] (and references therein). The Svecofennian orogen is characterized by supracrustal belts and “synorogenic” plutonic rocks (mostly granitoids) that were formed at ~1.93–1.86 Ga in both arc complexes. Within the Arc complex of southern Finland a belt of leucocratic, migmatite-forming granites runs in a west-southwest direction across southernmost Finland from the Russian border in the east to the southwestern Finnish archipelago. The leucogranites constitute the late Svecofennian granite-migmatite zone (LSGM) of southern Finland [2] and they have traditionally been considered ~1.84–1.83 Ga old. Our recent U-Pb mineral data show, however, that they register a far longer crystallization history, from ~1.86 to 1.79 Ga [3] – [5], and our *in situ* U-Pb isotope studies imply major inherited zircon populations at 2.1–2.0 Ga and 2.8–2.5 Ga. Leucogranites with nil and strong inheritance are both present and they were derived from dominant igneous and sedimentary source components, respectively.

The Arc complex of southern Finland includes high-T, low-P granulite domains that are characterized by intense migmatization and production of anatectic melts. These melts crystallized leucogranites that are marginally peraluminous (A/CNK value round 1.1), high in silica (69–77 wt. % SiO<sub>2</sub>), varying in the LREE (e.g., La 20–300 times chondritic), and in some instances very high in the heat-producing trace elements U and Th (up to 30 ppm and 75 ppm, respectively). Our new whole-rock Nd isotope data show that the bulk of the leucogranites have initial  $\epsilon_{Nd}$  values of ca. –1.5 to 0; this reflects the relatively “juvenile” overall character of the source of the leucogranites. Comparison of the Nd isotope composition of the leucogranites and their synorogenic country-rock granitoids reveal a rather peculiar pattern. In the northern part of the zone, the leucogranites have (save for some anomalously high- $\epsilon_{Nd}$  samples that probably register isotope disequilibrium melting in distant locations relative to the high-T, high-P domains) lower (chondritic or slightly negative)  $\epsilon_{Nd}$  values than their synorogenic country rocks. In the southern part of the zone, no such difference is present. Given this difference, many (if not all) of the leucogranites in the northern part of the zone would be allochthonous, and hence the locus of magma production could have been in the southern part of the Arc complex of southern Finland in the proximity of the high-T, high-P domains.

#### Литература – References

1. Lehtinen, M., Nurmi, P.A. and Rämö, O.T. (eds) Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian shield. Developments in Precambrian Geology. V. 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. 736 p.
2. Ehlers, C., Lindroos, A. and Selonen, O. The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 295–309.
3. Kurhila, M., Vaasjoki, M., Mänttari, I., Rämö, O.T. and Nironen, M. U-Pb ages and Nd isotope characteristics of the late-orogenic, migmatizing microcline granites in southwestern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 2005. V. 77. P. 105–128.
4. Kurhila, M., Andersen, T. and Rämö, O.T. Diverse sources of crustal granitic magma: Lu-Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland // Lithos. 2010. V. 115. P. 263–271.
5. Kurhila, M., Mänttari, I., Vaasjoki, M., Rämö, O.T. and Nironen, M. U-Pb geochronological constraints of the late Svecofennian leucogranites of southern Finland // Precambrian Res. 2011. In revision.

## ФУНДАМЕНТ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ КАК Ю-В ЧАСТЬ ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА

Самсонов А.В.<sup>1</sup>, Третьяченко В.В.<sup>2</sup>, Носова А.А.<sup>1</sup>, Ларионова Ю.О.<sup>1</sup>  
Лепехина Е.Н.<sup>3</sup>, Ларионов А.Н.<sup>3</sup>, Ипатьева И.С.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> ИГЕМ РАН, Москва, Россия, samsonov@igem.ru;

<sup>2</sup> НИГП АК «АЛРОСА», Архангельск, Россия

<sup>3</sup> ЦИИ ВСЕГЕИ, С.-Петербург, Россия

<sup>4</sup> ГИН РАН, Москва, Россия

## THE BASEMENT OF THE ARKHANGELSK DIAMONDIFEROUS PROVINCE AS THE SOUTHEASTERN PART OF THE LAPLAND-KOLA COLLISIONAL OROGEN

Samsonov A.V.<sup>1</sup>, Tretyachenko V.V.<sup>2</sup>, Nosova A.A.<sup>1</sup>, Larionova Y.O.<sup>1</sup>  
Lepekhina E.N.<sup>3</sup>, Larionov A.N.<sup>3</sup>, Ipatyeva I.S.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia, samsonov@igem.ru

<sup>2</sup> NIGP AK ALROSA, Arkhangelsk, Russia

<sup>3</sup> Centre of Isotopic Research, VSEGEI, St.Petersburg, Russia

<sup>4</sup> Geological Institute, RAS, Moscow, Russia

В составе фундамента Архангельской алмазоносной провинции (ААП) выделены два контрастных по возрасту, строению и составу структурно-вещественных домена: Онего-Двинский и Зимнебережный террейны.

**Онего-Двинский террейн (ОДТ)** занимает южную часть ААП. Наиболее ранними и, вероятно, преобладающими по объему породами этого террейна являются мезоархейские (3.0-2.8 млрд. лет) мета-базиты толеитовой и известково-щелочной серий и гнейсы тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава, которые сопоставимы с мезоархейскими тоналит-зеленокаменными поясами Беломорского подвижного пояса (БПП) Балтийского щита. Разнообразные по петрогеохимическим особенностям дайки и интрузивы мета-базитов представляют неотъемлемую компоненту ОДТ и, по-видимому, являются аналогами внутриплитных базитовых интрузий БПП раннего и среднего палеопротерозоя (2.45 до 2.10 млрд. лет). Гранит-порфиры, пегматиты и аплиты ОДТ, изотопно-геохимические особенности которых предполагают их формирование при плавлении разноглубинных частей коры, коррелируются с гранитоидными комплексами БПП раннего (~2.4 млрд. лет) и позднего (~1.8 млрд. лет) палеопротерозоя. Сопоставимость ОДТ с БПП на уровне породных ассоциаций хорошо дополняется сходством условий метаморфизма ранних гнейсов и мета-базитов ОДТ при давлениях ~9.5 кб и температурах ~700°C, что близко к оценкам условий метаморфизма архейских пород Беломорского подвижного пояса [1]. В тоже время общей особенностью всех пород ОДТ является повсеместно проявленный диафторез и метасоматоз в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации.

**Зимнебережный террейн (ЗБТ)**, выделяемый в центральной части ААП, по составу и возрасту породных комплексов контрастно отличается от Онего-Двинского террейна. Здесь преобладают диориты, гранодиориты и граниты, с которыми ассоциируют известково-щелочные и субщелочные метагабброиды. Все эти породы имеют палеопротерозойские модельные возрасты ( $T_{Nd}(DM)$  от 2.1 до 2.3 млрд. лет), что предполагает отсутствие вклада более древней архейской коры. Гранитоиды имеют ярко выраженную геохимическую специфику - повышенную магнезиальность, повышенные концентрации  $P_2O_5$ , Sr, Ba, Y и тяжелых РЗЭ, что также присуще палеопротерозойским гранитоидам Умбинского террейна [2] и является отличительной особенностью гранитоидов постколлизийной стадии эволюции орогенных поясов фанерозоя. Следует подчеркнуть, что при сходстве состава и изотопных характеристик, все изученные магматические комплексы ЗБТ метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации в отличие от Умбинского террейна, где преобладают гранулиты [1]. Южный фланг ЗБТ составляют кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые парагнейсы, сформированные при разрушении палеопротерозойских источников, на что указывают величины модельных возрастов ( $T_{Nd}(DM)$  ~ 2.3 млрд. лет). Эти метаосадки по составу и изотопным характеристикам аналогичны метаосадкам кондалитового комплекса Умбинского террейна [1].

Информация о строении поверхности фундамента Зимнебережного террейна дополняется данными по ксеногенному материалу, вынесенному кимберлитами, которые свидетельствуют о неоднородности состава и возраста в объеме коры этого террейна.



Для центральной части ЗБТ весь объем коры, охарактеризованный ксенолитами и ксенокристами цирконов из кимберлитовых трубок Золотицкого и Кепинского полей, сложен палеопротерозойскими комплексами, присутствия архейских пород не устанавливается. На это, во-первых, указывают данные по нижнекоровым (Р от 10 до 14 кб) ксенолитам из трубки 688 [3], которые по составам отвечают известково-щелочным базальтам и адакитам, имеют островодужные геохимические характеристики и представляют ювенильный палеопротерозойский метамагматический материал ( $T_{Nd}(DM)$  = от 2.0 до 2.2 млрд. лет). Вторым аргументом служат результаты U-Pb датирования ксенокристов цирконов из трубки Пионерская, в популяции которых резко преобладают цирконы позднепалеопротерозойского (~1.9 млрд. лет, здесь и далее возраст по данным SHRIMP по величинам отношений  $^{207}Pb/^{206}Pb$  при степени дискордантности точек не более 2 %); ни одного архейского циркона в пробе не встречено.

Для северной части ЗБТ кора, представленная ксенолитами и ксенокристами цирконов из кимберлитовой трубки им. В.Гриба, сложена преимущественно палеопротерозойскими комплексами с резко подчиненным количеством архейского материала. Среднекоровые (Р ~5 кб) ксенолиты с характеристиками Mg и Fe-Ti внутриплитных базальтов имеют архейские модельные возрасты ( $T_{Nd}(DM)$  ~2.8-2.9 млрд. лет). Нижнекоровый (Р ~10 кб) ксенолит с субдукционными адакитовыми характеристиками имеет палеопротерозойский модельный возраст ( $T_{Nd}(DM)$  2.4 млрд. лет). В популяции ксенокристов цирконов из порфирированного кимберлита трубки им. В.Гриба по данным U-Pb изотопного датирования выявлено только 2 архейских зерна, в то время как преобладают цирконы с возрастными 1.8-2.0 млрд. лет [4].

Для южного фланга ЗБТ, поверхность фундамента которого сложена ювенильными палеопротерозойскими метаосадками с Nd-модельными возрастными около 2.3 млрд. лет, показательна трубка Чидвия, которая, наряду с палеопротерозойскими, вынесла около 30 об. % архейских цирконов двух возрастных групп – 2.7 и 2.9 млрд. лет. Источником этих древних цирконов могла служить архейская кора, на которую были надвинуты палеопротерозойские осадки.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что тектонические структуры фундамента ААП являются Ю-В продолжением палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена Балтийского щита. Различия в степени метаморфизма Балтийского и Архангельского сегментов могут быть связаны с большим эрозионным срезом этой структуры в пределах щита. Зимнебережная зона ААП сопоставима с Умбинским и Терским блоками и маркирует, по-видимому, осевую шовную часть этого орогена. Важным аргументом для такой интерпретации служит выявленная неоднородность строения коры Зимнебережного террейна, которая могла быть сформирована при выдавливании палеопротерозойской ювенильной коры в ходе коллизии архейских блоков. Онего-Двинский блок, являющийся продолжением БПП, представляет фронтальную зону палеопротерозойской синколлизийной переработки архейского блока. Полученные данные по кристаллическому фундаменту ААП противоречат «правилу Клиффорда», согласно которому алмазные кимберлиты должны быть приурочены к максимально древним участкам континентальной коры или «архонам», и свидетельствуют о локализации промышленно алмазоносных кимберлитов этой провинции в палеопротерозойском коллизионном шве.

*Исследования поддержаны РФФИ, проекты 08-05-00904, 10-05-00901 и 11-05-01130.*

Distinguished in the basement of the Arkhangelsk diamondiferous province (ADP) are two structural-mineralogical domains differing greatly in age, structure and composition: the Onego-Dvinsky and the Zimniberezhnyy terrains.

**The Onego-Dvinsky terrain (ODT)** occupies the southern portion of the ADP. The earliest and presumably most abundant rocks of this terrain are Mesoarchaeal (3.0-2.8 Ga) metabasic rocks of tholeiite- and calc-alkaline series and gneisses of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) composition correlatable with the Mesoarchaeal tonalite-greenstone belts of the Belomorian greenstone belt (BMB) of the Baltic Shield. Petrogeochemically different dykes and intrusive units of metabasic rocks make up an integral constituent of the ODT and seem to be similar to the Early and Middle Palaeoproterozoic (2.45-2.10 Ga) intraplate basic intrusions of the BMB. The granite-porphyry, pegmatite and aplite of the ODT, whose isotopic-geochemical characteristics suggest that they have been produced upon melting of different-depth crustal segments, correlate with the Early (~2.4 Ga) and Late (~1.8 Ga) Palaeoproterozoic granitoid complexes of the BMB. The correlatability of the ODT and the BMB in rock associations is supported by the similarity of the metamorphic conditions of early gneisses and metabasic rocks from the ODT at pressures of ~9.5 kbar and temperatures of ~700°C that are close to the metamorphic conditions of Archaean rocks from the Belomorian mobile belt [1]. At the same time, a common characteristic of all ODT rocks is ubiquitous diaphthoresis and metasomatism under epidote-amphibolite and greenschist-facies conditions.

**The Zimniberezhnyy terrain (ZBT)**, distinguished in the central ADP, differs considerably in the age and composition of rock complexes from the ODT. The terrain is dominated by diorites, granodiorites and granites with which calc-alkaline and sub-alkaline metagabbroids are associated. All of these rocks have Palaeoproterozoic model ages ( $T_{Nd}(DM)$ ) of 2.1 to 2.3 Ga, suggesting the older Archaean crust did not contribute. Granitoids exhibit a well-defined geochemical pattern of their own, such as elevated Mg content and elevated  $P_2O_5$ , Sr, Ba, Y and HREE concentrations, also typical of Palaeoproterozoic granitoids from the Umba terrain [2] and is a distinctive feature of the granitoids produced at a post-collisional stage in the evolution of Phanerozoic belts. It should be noted that in spite of similar compositional and isotopic characteristics, all the ZBT igneous complexes examined have been metamorphosed under epidote-amphibolite-facies conditions, in contrast to the Umba terrain dominated by granulites [1]. The southern flank of the ZBT is built up of cordierite-sillimanite-garnet-biotite paragneisses formed upon destruction of Palaeoproterozoic sources, as indicated by model ages ( $T_{Nd}(DM) \sim 2.3$  Ga). These metasediments are similar in composition and isotopic characteristics to those of the khondalite complex of the Umba terrain [1].

Evidence for the surface structure of the Zimniberezhnyy terrain basement is supported by data on the xenogenic material removed by kimberlites that indicate the compositional and age heterogeneity of the terrain crust.

In the central ZBT, the entire crust, characterized by xenoliths and xenocrysts of zircons from the kimberlite pipes of the Zolotitskoye and Kepinskoye Fields, consists of Palaeoproterozoic complexes. No Archaean rocks have been revealed. This is indicated, firstly, by data on lower-crust (P from 10 to 14 kbar) xenoliths from pipe 688 [3], which are consistent in composition with calc-alkaline basalts and adakites, show island-arc geochemical characteristics and represent Palaeoproterozoic juvenile metamagmatic material ( $T_{Nd}(DM) = 2.0$  to 2.2 Ga). A second argument is provided by the results of the U-Pb dating of zircon xenocrysts from the pipe Pionerskaya. Their population is strongly dominated by zircons of Palaeoproterozoic age ( $\sim 1.9$  Ga; the ages presented hereinafter were estimated on the basis of SHRIMP data from  $^{207}Pb/^{206}Pb$  ratios at the degree of point discordance not more than 2 %); no Archaean zircons were encountered in the sample.

The crust in the northern ZBT, represented by zircon xenoliths and xenocrysts from V.Grib kimberlite pipe, consists dominantly of Palaeoproterozoic complexes and minor quantities of Archaean rocks. Middle-crust (P  $\sim 5$  kbar) xenoliths with the characteristics of Mg and Fe-Ti intraplate basalts have Archaean model ages ( $T_{Nd}(DM)$ ) of  $\sim 2.8$ -2.9 Ga. The lower-crust (P  $\sim 10$  kbar) xenoliths with subduction adakite characteristics has a Palaeoproterozoic model age ( $T_{Nd}(DM)$ ) of 2.4 Ga. U-Pb zircon dating has revealed only two Archaean grains in a population of zircon xenocrysts from the porphyry kimberlite of V.Grib pipe, whereas 1.8-2.0 Ga zircons prevail [4].

Chidvia pipe, which, together with Palaeoproterozoic zircons, has removed about 30 vol. % Archaean zircons of two age groups, 2.7 and 2.9 Ga, is demonstrative for the southern flank of the ZBT, the basement surface of which is built up of Palaeoproterozoic juvenile metasediments with Nd-model ages of ca. 2.3 Ga. These old zircons could have been derived from an Archaean crust superposed by Palaeoproterozoic sediments.

To sum up, our study has shown that the tectonic structures of the ADP basement are a southeastern extension of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen of the Baltic shield. Differences in the metamorphic grade of the Baltic and Arkhangelsk segments can be attributed to the large erosion section of this structure within the shield. The Zimniberezhnaya zone of the ADP is correlatable with the Umba and Tersky block, and seems to mark the axial suture zone of this orogen. An essential argument in favour of this interpretation is provided by the structural heterogeneity of the Zimniberezhnyy terrain crust, which could have been formed upon extrusion of the Palaeoproterozoic juvenile crust during the collision of the Archaean blocks. The Onego-Dvinsky block, which is an extension of the BMB, is a frontal zone of Palaeoproterozoic syncollisional reworking of the Archaean block. The data obtained for the crystalline basement of the ADP are conflicting with Clifford's rule, according to which all diamondiferous kimberlites are confined to the oldest continental crust segments ("archons") and indicate the emplacement of economic diamondiferous kimberlites of this province in a Palaeoproterozoic collisional suture.

*The studies were supported by the RFFR, Projects 08-05-00904, 10-05-00901 and 11-05-01130.*

## Литература - References

1. Глебовицкий В.А. (Ред.). Ранний докембрий Балтийского щита // Санкт-Петербург, Наука. 2005. 711 с.
2. Glebovitsky V., Marker M., Alexeev N., et al. Age, evolution and regional setting of the Paleoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa – Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // Precambrian Research. 2001. V. 105. P. 247-267.
3. Markwick A.J.W., Downes H. Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // Lithos. 2000. V. 51. P. 135–151.
4. Петров О.В., Лохов К.И., Шевченко С.С. и др. Изотопные исследования во ВСЕГЕИ: перспективы использования в целях прогноза и поисков месторождений алмазов // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 158-167.

## СВЕКОФЕННСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ В БЕЛОМОРСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ: МИФ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ?

*Сибелев О.С.*

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, Sibelev@krc.karelia.ru

## SVECOFENNIAN GRANULITE-FACIES METAMORPHISM IN THE BELOMORIAN MOBILE BELT: A MYTH OR REALITY?

*Sibelev O.S.*

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, Sibelev@krc.karelia.ru

В свекофеннское время (~2,1 – 1,75 млрд. лет) в Беломорском подвижном поясе (БПП) протекают интенсивные геодинамические и геологические процессы, во многом определившие его современный облик: эксгумируются мощные толщи глубинных пород и окончательно формируется покровное «чешуйчатое» строение. Сопреженные тектоно-метаморфические преобразования носят региональный характер, но, даже в рамках этого временного периода, являются полиэтапными и дискретными, а, кроме того – полифазными и латерально неоднородными. Помимо общепризнанных для них (без учета Лапландских и Колвизских гранулитов), температурных условий амфиболитовой фации (кианит-микроклиновой и кианит-мусковитовой субфаций [1]), в БПП фиксируются геологические объекты, где параметры метаморфизма имеют более высокую ступень.

Один из таких объектов – Енский район (ЮЗ часть Кольского полуострова). Здесь на значительной территории развит позднесвекофеннский высокоградиентный этап метаморфизма умеренных давлений, по некоторым оценкам, достигающий уровня гранулитовой фации (гранат-кордиерит-силлиманитовая, безбиотитовая субфация [2]). Особенности этого этапа являются: зональность, выраженная в закономерной смене парагенезисов с силлиманитом, кордиеритом, ставролитом, андалузитом, хлоритом и др., наложенный (на раннесвекофеннские диафориты) характер, генетическая связь с пегматитами мусковит-редкометалльной формации и РТt тренд «по часовой стрелке» [3], обусловленный повышением температуры на фоне декомпрессии, с последующей непрерывной регрессивной последовательностью.

Локальные проявления высокотемпературных метаморфитов фиксируются и в центральном Беломорье (например, район оз. Коржино), где был изучен фрагмент зоны тектонического меланжа [4], представляющего собой полого залегающую структуру надвигового типа. Его обломочная часть представлена амфиболитами, метагабброидами, глиноземистыми (кианит-гранат-биотитовыми) и гранат-амфиболовыми гнейсами, а также апоандезитами и мраморами. В качестве матрикса меланжа выступают, так называемые, тектонометаморфиты – мигматизированные гранат-биотит-амфиболовые гнейсы. Эти породы формируются при интенсивных тектонических движениях по неоднородному субстрату, под воздействием мощного неравновесного флюидного потока и мигматизирующего расплава. При высокой пластичности, за счет присутствия ликвидусной фазы, тектонометаморфиты способствуют дезинтеграции пород, их транспорту с различных уровней глубинности и скольжению тектонических пластин вдоль плоскости меланжа. «Пиковые» условия метаморфизма для них составляют не менее 800°C, при давлении порядка 12 кбар, что намного выше соответствующих показателей в породах обломочной составляющей (max T – 690°C, при P – 8,6 кбар). Это связано с высокой скоростью тектонических процессов, при которых крупные аллохтонные обломки вмещающих пород сохраняют информацию о предшествующих тектоно-метаморфических процессах.

В рассматриваемом аспекте, наиболее интересные результаты получены при изучении кианитовых эклогитов Гриндинской зоны меланжа [5]. Помимо характерных минеральных ассоциаций с кианитом, плагиоклазом, горнблендитом, корундом и клинопироксеном, в них были выявлены исключительно редкие для БПП парагенезисы, содержащие сапфирин, шпинель, анортит и хёбломит, а также не свойственный породам центрального Беломорья ставролит. Эти породы развиваются по палеопротерозойским габбро и содержат информацию об интенсивных метаморфических преобразованиях. Изначально габброиды эклогитизируются, при чем этот процесс, по мнению автора, протекает в условиях присутствия остаточного магматического расплава, за счет которого порода сохраняет подвижность и внедряется на уровень современного эрозионного среза уже, будучи эклогитизированной. Реакции формирования эклогитового парагенезиса происходят между фенокристаллами и расплавом, который служит источником водного флюида. В последующем эклогиты испытывают бластез в условиях субизотермической декомпрессии. Температуры порядка 700-750°C фиксируемые соответствующим составом минералов служат «отправной точкой» к последующим метаморфическим измене-

ниям, выраженным в кристаллизации высокотемпературных сапфирин-шпинелевых парагенезисов. При этом наблюдается отчетливая прогрессивная тенденция, выраженная в неустойчивости и разложении водосодержащих минералов, таких как биотит и роговая обманка, а также образовании прогрессивной зональности в гранатах. Отсутствие парагенезиса кордиерита с корундом и наличие ассоциаций сапфирина с корундом и шпинелью является признаком высоких давлений, что согласуется с фактом протекания метаморфических реакций в области устойчивости кианита. По имеющимся оценкам, параметры метаморфизма соответствуют  $T=860-950^{\circ}\text{C}$ , при давлении не ниже 11 кбар. Вероятно, на этой стадии происходит дезинтеграция и меланжирование дайковых тел, а сопутствующие пластические сдвиговые деформации играют роль контролирующего фактора метаморфизма. Формирование поздних ассоциаций со ставролитом, серицитом, альбитом и актинолитом связано с регрессивными и относительно низкотемпературными преобразованиями. Таким образом, общий тренд РТ эволюции кианитовых эклогитов приобретает конфигурацию «знака молнии», который характерен для многих высокобарных и гранулитовых комплексов.

Возможными изофациальными подобными метаморфитами образованиями в районе Гридино могут являться эндербитоподобные породы. Они развиты в виде жил и небольших изометричных тел, которые, по геологическим соотношениям, представляются наиболее поздними породами меланжа. К сожалению, их изученность остается очень слабой.

Приведенные примеры геологических объектов с высокотемпературными метаморфическими преобразованиями указывают на возможность в пределах БПП проявлений метаморфизма гранулитовой фации в свекофенское время. Несмотря на то, что рассмотренные породы претерпевают интенсивные изменения в несколько различных тектонических обстановках, все они, в той или иной мере сопровождаются эксгумацией (декомпрессией) и вероятно формируются в рамках единого геодинамического режима. Их температурная и временная идентификация позволяет маркировать отдельный этап метаморфизма, который уверенно выделяется в Енском районе, но пока не выявлен в центральной части БПП.

#### Литература – References

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с.
2. Гродницкий Л.Л. Рудогенерирующие системы Кольской части беломорского пояса. Петрозаводск: Карелия. 1991. 175 с.
3. Сибелев О.С. Позднесвекофенский (PR1) этап метаморфизма (ЮЗ часть Кольского полуострова и Северная Карелия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1998. 22 с.
4. Сибелев О.С., Кушкова Н.С., Анисимов П.Н. Тектонометаморфиты зон меланжа Беломорского подвижного пояса (на примере структуры района оз. Коржино) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2006. С. 23-36.
5. Сибелев О.С. Метаморфическая эволюция сапфиринсодержащих кианитовых апоэклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008. С. 62-76.

### АРХЕЙСКИЕ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БАНДЕЛЬКАНДСКОГО КРАТОНА (ИНДИЯ) И ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (РОССИЯ)

*Синг В.К.<sup>1</sup>, Слабунов А.И.<sup>2</sup>, Володичев О.И.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Банделкхандский университет, Джанси, Индия, vinodksinghbu@gmail.com

<sup>2</sup> ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

### ARCHAEOAN HIGH-PRESSURE COMPLEXES OF THE BUNDELKHAND CRATON (INDIA) AND THE FENNOSCANDIAN SHIELD (RUSSIA)

*Singh V.K.<sup>1</sup>, Slabunov A.I.<sup>2</sup>, Volodichev O.I.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Bundelkhand University, Department of Geology, Jhansi, India, vinodksinghbu@gmail.com

<sup>2</sup> Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia

В настоящее время Индийский и Фенноскандинавский щиты - единственные в мире структуры в составе которых, кроме гранит-зеленокаменных комплексов, известны породы, претерпевшие в архейское время метаморфические преобразования в условиях эклогитовой фации. Имеется в виду гридинский (2720 млн лет)





и салминский (2860, 2820, 2730 млн. лет) эклогитсодержащие комплексы в Беломорской провинции Фенно-скандинавского щита [2, 3 и ссылки там] и фенгитсодержащие сланцы (2780 млн лет) в Банделькандском кратоне [5] Индийского.

Банделькандский кратон состоит, главным образом, из гранитоидов, менее изученными в геологическом и изотопно-геохронологическом отношении остаются зеленокаменные пояса. Здесь установлены два пояса, сложенные супракрустальными породами. Северный пояс простирается от Кареры (Karera) до Кабрая (Kabrai) через Бабина (Babina), Курайча (Kuraicha), Джанси (Jhansi), Мауранипур (Mauranipur) и Махоба (Mahoba), южный - от Мадауры (Madaura) до Барайта (Baraitha) через Гирап (Girar). Эти пояса имеют в целом субширотное простирание с падением на север. Супракрустальные образования преимущественно представлены железистыми кварцитами с амфиболитами, ультрамафитами и, в меньшей степени, кварцитами, метапелитами и мрамором. Возраст metabasalts из района Махобы оценивается Pb-Pb методом по циркону в 3249 млн. лет [4].

В пределах Банделькандского кратона на южной границе Бабинского зеленокаменного пояса установлены фенгитсодержащие сланцы, условия формирования которых оцениваются [5] в 18-20 кбар при температуре около 600°C (что соответствует эклогитовой фации), а время проявления этого метаморфизма - в 2,78 млрд. лет. На основании данных по метаморфической петрологии предполагается [5], что данная зона маркирует коллизионную сутуру, хотя геологической информации для этого пока недостаточно.

В восточной части Балтийского щита (в Беломорской провинции) впервые в мире установлены коровые архейские эклогиты, их неоархейский возраст (2720,7±8 млн. лет) доказан путем датирования с помощью ионного микрозонда NORDSIM округлых цирконов, выделенных из эклогитов [3 и ссылки там]. Показано, что эклогитсодержащий комплекс формирует тектоническую пластину, сложенную меланжем. Находка коровых эклогитов, отвечающих по составу океаническим базальтам, является важным аргументом в пользу существования архейской субдукции. В Беломорской провинции установлены также, мезоархейские (2860 и 2820 млн. лет) эклогиты - эклогиты Самлы [2 и ссылки там]. Таким образом, в рассматриваемой структуре существуют одновозрастные зеленокаменные и эклогитсодержащие комплексы (см. в данном сборнике: Слабунов, 2011) - ассоциация, по-видимому, имеющая некоторые черты сходства с парными метаморфическими поясами фанерозоя.

Вместе с тем, в пределах Карельского кратона установлены высокобарические (до 12-13 кбар) парагenezы, которые связываются со сдвиговыми деформациями [1 и ссылки там]. Так, по результатам изучения особенностей метаморфизма пород Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона показано развитие здесь двух дискретных во времени проявлениях метаморфизма, которым соответствуют разные PT тренды. Ранний метаморфизм - типичен для зеленокаменных поясов и соответствует PT-условиям андалузит-силлиманитового барического типа с наиболее обоснованным температурным интервалом от зеленосланцевой фации до амфиболитовой [1]. Однако с формированием более поздних сдвиговых зон связано проявление метаморфизма более высоких давлений (кианит-силлиманитового барического типа). Его параметры варьируют по температуре 590-640°C, по давлению от 4,4 до 10,1 (12) кбар, таким образом, пиковые значения этого метаморфизма сопоставимы с эклогитовой фацией.

Таким образом, сравнительный анализ истории формирования сопряженных архейских гранит-зеленокаменных и высокобарических комплексов Индийского и Балтийского щитов - это перспективное направление исследований геодинамических условия ранней Земли.

*Работа проводится в рамках Совместной долгосрочной программы научно-технического сотрудничества между Индией и Россией (ILTP) - INT/ILTP/B-2.72.*

The Indian and Fennoscandian Shields are now the world's only structures, which comprise, in addition to granite-greenstone complexes, rocks metamorphosed to eclogite grade in Archaean time, e.g. the Gridino (2720 Ma) and the Salmi (2860, 2820, 2730 Ma) eclogite-bearing complexes in the Belomorian province on the Fennoscandian Shield [2, 3 and references ibid.] and phengite-bearing schists (2780 Ma) in the Bundelkhand Craton [5] on the Indian Shield.

The Bundelkhand Craton consists dominantly of granitoids; geological and isotopic-geochronological data on its greenstone belts are scanty. Two belts formed of supracrustal rocks are recognized here. The North belt extends from Karera to Kabrai via Babina), Kuraicha, Jhansi, Mauranipur and Mahoba, and the South belt stretches from Madaura to Baraitha via Girar. These belts generally strike near-E-W and dip northwards. Supracrustal rocks are dominated by iron formation with amphibolite and ultramafics and minor quartzite, metapelite and marble. The Pb-Pb zircon age of Mahoba metabasalts is estimated at 3249 Ma [4].

Phengite-bearing schists, which formed [5] at a pressure of 18-20 kbar and a temperature of about 600°C (eclogite-facies conditions), occur at the southern boundary of the Babina greenstone belt within the Bundelkhand Craton. The age of this metamorphic event is 2.78 Ga. The metamorphic petrology of the rocks [5] suggests that this zone marks a collision suture, although relevant geological evidence is too scanty to support this assumption.

Archaean crustal eclogites were discovered for the first time in the world in the Belomorian province located in the eastern Fennoscandian Shield. Their Neoarchaean age of  $2720.7 \pm 8$  Ma was proved by dating rounded zircons, extracted from eclogites, on a NORDSIM ion microprobe [3 and references *ibid.*]. The eclogite-bearing complex was shown to form a tectonic slab composed of melange. The discovery of crustal eclogites, corresponding in composition to oceanic basalt, is a strong argument in favour of the existence of Archaean subduction. Mesoarchaean (2860 and 2820 Ma) eclogites have also been reported from Salma, Belomorian province [2 and references *ibid.*]. Thus, coeval greenstone and eclogite-bearing complexes (see Slabunov, 2011, this volume), understood as an assemblage similar to paired Phanerozoic metamorphic belts, exist in the structure discussed.

At the same time, high-pressure (up to 12-13 kbar) parageneses, attributed to shear strains, were recognized in the Karelian Craton [1 and references *ibid.*]. The study of the metamorphic pattern of rocks from the Kostomuksha greenstone belt has revealed two discrete metamorphic events with different P-T trends that occurred here. Early metamorphism is typical of greenstone belts and corresponds to the PT-parameters of andalusite-sillimanite pressure type with the best-proved temperature range from greenschist to amphibolite facies [1]. However, higher-pressure (kyanite-sillimanite pressure type) metamorphism is responsible for the formation of more recent shear-zones. As it ranges in temperature from 590 to 640°C and in pressure from 4.4 to 10.1 (12) kbar, its peak values are correlated with eclogite facies.

To sum up, comparative analysis of the background of conjugate Archaean granite-greenstone and high-pressure complexes in the Indian and Fennoscandian Shields is a promising approach to the study of geodynamic conditions on the early Earth.

*The work was supported by Integrated Long Term Programme in Science & Technology between India and Russian (ILTP) - INT/ILTP/B-2.72*

#### Литература – References

1. Володичев О.И., Кузенко Т.И., Козлов С.С. К структурно-метаморфическому изучению метавулканитов контоксской серии Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2002. С. 15-25.
2. Минц М.В. Беломорская эклогитовая провинция : уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // ДАН. 2010. Т. 434. № 6. С. 776-781
3. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 298 с.
4. Mondal M.E.A., Goswami J.N., Deomurari M.P. and Sharma K.K Ion microprobe  $207\text{Pb}/206\text{Pb}$  age of zircons from the Bundelkhand massif, northern India: implications for crustal evolution of the Bundelkhand-Aravalli protocontinent. *Precambrian Research*. 2002. Vol.117. P. 85-100.
5. Saha L., Pant N.C., Pati J.K. et al. Neoarchean high-pressure margarite-phengitic muscovite-chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite-chlorite schists from the Bundelkhand craton, north central India // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. DOI10.1007/s00410-010-0546-7.



## МНОГОЭТАПНЫЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ФУНДАМЕНТЕ ЛИТВЫ, ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Скридлайте Г.<sup>1</sup>, Богданова С.В.<sup>2</sup>, Багински Б.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и географии, Центр природных исследований, Вильнюс, Литва, skridlaite@geo.lt

<sup>2</sup> Геологический факультет, университет Лунд, Швеция, svetlana.bogdanova@geol.lu.se

<sup>3</sup> Геологический факультет, Варшавский университет, Польша, b.baginski1@uw.edu.pl

## MULTISTAGE GRANULITIC METAMORPHISM IN THE CRYSTALLINE BASEMENT OF LITHUANIA, WESTERN EAST EUROPEAN CRATON

Skridlaite G.<sup>1</sup>, Bogdanova S.V.<sup>2</sup>, and Baginski B.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology and Geography, Nature Research Centre, Vilnius, Lithuania, skridlaite@geo.lt

<sup>2</sup> Department of Geology, Lund University, Sweden, svetlana.bogdanova@geol.lu.se

<sup>3</sup> Faculty of Geology, Warsaw University, Poland, b.baginski1@uw.edu.pl

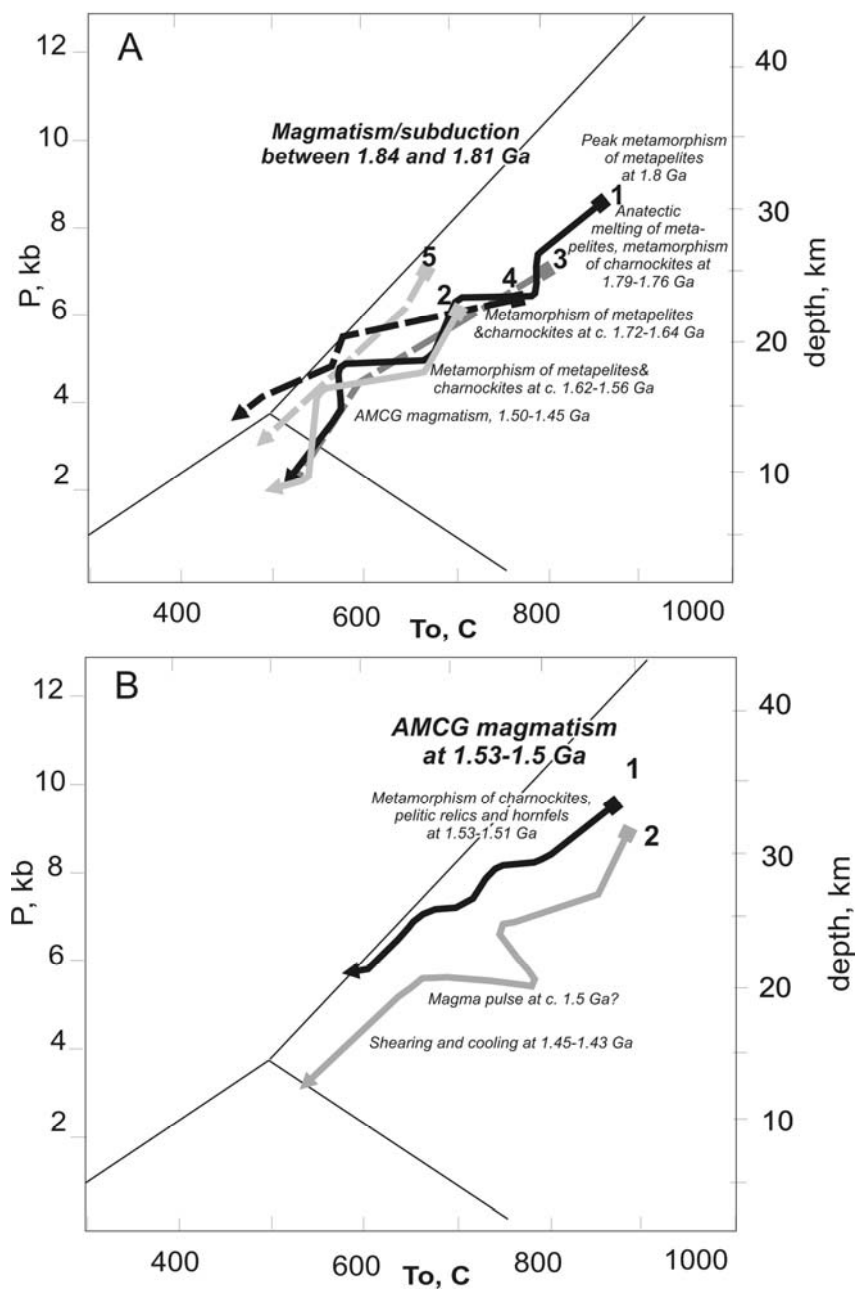
Западная часть Восточно-Европейского кратона (БЕК) образовалась путем аккреции различных террейнов примерно 1,8 млрд. лет назад (Рис. 1 в [1]). Многочисленные данные подтверждают, что они омолаживаются в южном направлении. В одном из террейнов, Западно-Литовской гранулитовой области (ЗЛГ), расположенной в кристаллическом фундаменте Литвы, преобладают метаморфизованные в условиях гранулитовой фации разнообразные типы осадочных и изверженных пород. Еще один тип гранулитов связан с анортозит-мангерит-чарнокит-гранитным (АМЧГ) комплексом (около 1,5 млрд. лет) Средне-Литовской шовной зоны (СЛШЗ, Рис. 1 в [1]), расположенном на юге Литвы. Определения возрастов метаморфогенных циркона (SIMS/NORDSIM, Стокгольм) и монацита (метод EPMA, Варшавский университет) показывают, что с крупными орогенными процессами связано несколько метаморфических событий. Наряду с обширными данными о Р-Т параметрах, они позволяют нам реконструировать Р-Т-t эволюцию этих террейнов.

ЗЛГ сложена метаосадочными и ортопородами (метаморфизованными осадочными и магматическими породами), прорванными несколькими интрузиями. В юго-западной части ЗЛГ в скважинах B1150, Lk2, 5 и Pс 3 вскрыты преимущественно гранат-биотит-силлиманит-шпинель-ильменит-магнетит-рутил содержащие метаосадочные гранулиты, содержащих детритовые цирконы обширного (от 3,0 до 1,85 млрд. лет) интервала возрастов, отложение которых произошло не ранее 1,85 млрд. лет. Начало метаморфических изменений происходило с ростом монацита с относительно высоким содержанием иттрия (Y>3 вес. %) 1,84-1,83 млрд. лет назад, однако пик температуры 850°C при давлении 9-10 кбар был, вероятно, достигнут примерно 1,80 млрд. лет назад, на что указывает метаморфический циркон (Lk2) и подтверждает монацит с возрастом 1,81-1,79 млрд. лет (1 на рис. 2А). Сопоставимые по времени, но гораздо более низкие пиковые (700°C при 6 кбар) РТ-условия для метапелитов (B1150), залегающих далее к востоку, возможно, указывают на иное место перед началом метаморфизма (2 на рис. 2А). Два эпизода роста монацита - 1,72-1,70 и 1,63-1,62 млрд. лет назад (B1150) или 1,70-1,64 млрд. лет назад (Lk2, 5), возможно, были вызваны двумя этапами изобарического охлаждения после пиковых условий. Породы окончательно охладилась до 400°C при давлении 2 кбар.

В северо-западной части ЗЛГ, слабо деформированные крупнозернистые чарнокитоиды Sp3, P11 и Vd1 с возрастом 1,84-1,81 млрд. лет подверглись сдвиговому деформациям и термальной переработке в условиях гранулитовой фации сразу же после кристаллизации, как показывают цирконы с возрастом примерно 1,79-1,74 Ga и высоко-Y монациты с возрастом 1,83-1,76 млрд. лет, и в процессе более позднего метаморфизма, которому они подверглись около 1,70 млрд. лет назад. Мощная кайма цирконов и округлые, метаморфические цирконы с секториальной зональностью и возрастом около 1,70 млрд. лет, вероятно, росли вместе с гранатом при температуре 800°C и давлении 7 кбар (Sp3, 3 на рис. 2А) или при температуре 760°C и давлении 6,5 кбар (P11, 4 на рис. 2А). Многочисленные монациты с возрастом 1,62-1,56 млрд. лет образовались в ходе декомпрессии до 2 кбар и охлаждения до 500°C в Sp3, и преимущественно при охлаждении до 450°C (при 4 кбар) в P11 и при изотермальной декомпрессии от 650°C при 7 кбар до 500°C при 3 кбар in Vd1 (5 на рис. 2А) [2].

В южной Литве магматизм АМЧГ возраста 1,53-1,50 млрд. лет, сопровождался локальным метаморфизмом высокой степени. Крупнозернистый чарнокит Lz1, состоящий из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, гиперстена, биотита и непрозрачных минералов (магнетита, ильменита и ганитовой шпинели), циркона и монацита с мелкими включениями, содержащими кордиерит и гранат как индикаторов пелитового компонента, был метаморфизован в условиях гранулитовой фации. Около контактов чарнокита с окружаю-

щими метамагматическими-метаосадочными породами можно наблюдать термальный ореол (обычно биотит, кордиерит и гранатосодержащий роговик). Пиковые условия роговика (1 на рис. 2В) и метапелитовых реликтов (2 на рис. 2В) достигают 900°C и 8-9 кбар. Возрасты, полученные для метаморфических кайм и измененных цирконов, а также новообразованного монацита не слишком отличаются от возрастов ядра цирконов и находятся (в пределах ошибки) в том же возрастном интервале - 1,52-1,50 млрд. лет [3]. Охлаждение и декомпрессия до 400°C и 2 кбар произошли 1,45 – 1,43 млрд. лет назад, как показывают возрасты монацита и роговой обманки. P-T-t история этих событий представлена на рис.2.



**Fig. 2.** P-T-t paths for the WLG (A) and MLSZ (B) granulites.

Numbers indicate P-T trends for the distinct rocks. In (A): for metapelitic granulites from drillings Lk2 and 5, Pc1 and 3, Tr11 and Si3 (1) in SW and drilling B1150 (2) in central WLГ; for charnockites from Sp3 (3) in western, Pl1 (4) in northern and Vd1 (5) in NW WLГ. In (B): for hornfels (1) and metapelitic relics in charnockites (2) from Lz 1 drilling in southern Lithuania.

Таким образом, гранулитовый метаморфизм, который произошел 1,81 -1,76 млрд. лет назад, был связан с крупной аккрецией западной части Восточно-Европейского кратона, когда вулканическая островная дуга, выявленная на северо-востоке Польши, в южной и центральной Литве [4], предположительно, столкнулась с микроконтинентом к северу. Метаморфические события, происшедшие 1,70-1,60 млрд. лет назад, возможно, отражают влияние готской орогении, которая произошла 1,7-1,6 млрд. лет назад в юго-западной Фенноскандии [5]. Магматизм АМЧГ с возрастом 1,55-1,45 млрд. лет, метаморфизм с возрастом около 1,52-1,5 млрд. лет и сдвиговые деформации чарнокитов, возможно, являются проявлением данополонской орогении, особенно ярко выраженной на южном побережье Балтийского моря. Таким образом, описанные выше эпизоды гранулитового метаморфизма в кристаллическом фундаменте Литвы показывают, что образование гранулитов Западно-Литовской области было многофазным и отражает отдельные события в палео-мезопротерозойской эволюции на юго-западной окраине Восточно-Европейского кратона.

*Работа является вкладом в проект "Провинции докембрийских пород и активные тектонические границы, пересекающие Балтийское море и прослеженные в прилегающих районах" Программы Visby (Шведский институт), Литовского научно-исследовательского фонда и проекта SYNTHESIS SE-TAF-1535.*

The western East European Craton (EEC) was formed by the accretion of different terranes at c. 1.8 Ga (Fig. 1 in [1]). Numerous data confirm their southwestward younging. One terrane, the Western Lithuanian Granulite (WLG) domain in the crystalline basement of Lithuania is predominated by various types of sedimentary and igneous rocks metamorphosed to granulite facies. Another type of granulites is associated with the c. 1.5 Ga Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) rocks in southern Lithuania, in the Mid-Lithuanian Suture Zone (MLSZ, Fig. 1 in [1]). Available age determinations on metamorphic zircon (SIMS/NORDSIM, Stockholm) and metamorphic monazite (EPMA method, Warsaw University) show several metamorphic events related to major orogenic processes. Together with the large body of P-T data they allow us to reconstruct P-T-t evolution of those terranes.

The WLG is composed of metasedimentary and metaigneous rocks cross-cut by several intrusions. In the south-western WLG, in the B1150, Lk2, 5 and Pc 3 drillings predominantly pelitic garnet-biotite-sillimanite and opaques (spinel, magnetite, ilmenite and rutile) -bearing metasedimentary granulites containing a wide age range (3.0 to 1.85 Ga) of detrital zircons were deposited not earlier than 1.85 Ga. An incipient metamorphism started with the growth of relatively high-Y monazite (Y>3 wt. %) at 1.84-1.83 Ga, however, a peak of 850°C at 9-10 kbar was probably reached c. 1.80 Ga ago, as indicated by metamorphic zircon (Lk2), and confirmed with 1.81-1.79 Ga monazite (1 in Fig. 2A). The contemporaneous but much lower peak (700°C at 6 kbar) conditions for the metapelites (B1150) farther east may indicate a different location prior to metamorphism (2 in Fig. 2A). Two episodes of monazite growth at 1.72-1.70 and 1.63-1.62 Ga (B1150) or at 1.70-1.64 Ga (Lk2, 5) may be attributed to two steps of isobaric cooling after peak conditions. The rocks were finally cooled to 400°C at 2 kbar.

In the WLG northwest, the slightly deformed, coarse-grained Sp3, P11 and Vd1 1.84-1.81 Ga charnockitoids were sheared and thermally reworked in the granulite facies immediately after crystallization, as indicated by c. 1.79-1.74 Ga zircons and c. 1.83-1.76 Ga high-Y monazites, and during later metamorphism which they underwent at c. 1.70 Ga. Thick zircon rims and rounded sector-zoned metamorphic zircons of c. 1.70 Ga age probably grew together with garnet at 800°C, 7 kbar (Sp3, 3 in Fig. 2A) or 760°C, 6.5 kbar (P11, 4 in Fig. 2A). Numerous 1.62-1.56 Ga monazites were formed during decompression to 2 kbar and cooling to 500°C in Sp3, mostly cooling to 450°C (at 4 kbar) in P11, and isothermal decompression from 650°C at 7 kbar to 500°C at 3 kbar in Vd1 (5 in Fig. 2A) [2].

In southern Lithuania, AMCG magmatism at 1.53-1.50 Ga was accompanied by local high-grade metamorphism. The coarse-grained Lz1 charnockite consisting of plagioclase, quartz, K-feldspar, hypersthene, biotite, opaque minerals (magnetite, ilmenite, gahnitic spinel), zircon, and monazite with small inclusions containing cordierite and garnet as indicators of a pelitic component, was metamorphosed to granulite facies. A thermal aureole (usually biotite, cordierite and garnet-bearing hornfels) can be observed near charnockite contacts with surrounding metaigneous-metasedimentary rocks. The hornfels (1 in Fig. 2B) and metapelitic relics (2 in Fig. 2B) record peak temperatures exceeding 900°C and 8-9 kbar. The ages obtained from the metamorphic rims and altered zircons and from newly grown monazite do not differ significantly from the zircon core ages, and fall (within the error limits) in the same 1.52-1.50 Ga age range [3]. Cooling and decompression down to 400°C and 2 kbar occurred at 1.45 – 1.43 Ga, as indicated by monazite and hornblende ages. The P-T-t history of these events is given in Fig. 2.

In summary; the c. 1.81 -1.76 Ga granulite metamorphism was related to major accretion of the western EEC when a volcanic island arc, which has been identified in NE Poland, southern and central Lithuania in the present south [4], possibly collided with a microcontinent to the north. The 1.70-1.60 Ga metamorphic events may reflect a distal influence of the 1.7-1.6 Ga Gothian orogeny in SW Fennoscandia [5]. The 1.55-1.45 Ga AMCG magmatism, c. 1.52-1.5

Ga metamorphism and shearing of charnockites can be manifestations of the Danopolonian orogeny, particularly prominent around the South Baltic Sea. Thus, the described episodes of granulitic metamorphism in the crystalline basement of Lithuania provide evidence that the granulites of the West Lithuanian domain were formed during multiple phases, reflecting separate events in the Paleo-to Mesoproterozoic evolution along the SW margin of the EEC

*This is a contribution to the project "Precambrian rock provinces and active tectonic boundaries across the Baltic Sea and in adjacent areas" of the Visby Programme (the Swedish Institute), Lithuanian Science and Study Foundation and SYNTHESYS project SE-TAF-1535.*

#### Литература - References

1. Bogdanova S.V., Skridlaite G., Taran L.N. Are the Palaeoproterozoic Baltic-Belarusian belts analogous to the Lapland-Kola orogen? // Granulites and Eclogites/. Petrozavodsk. 2011. This volume. C
2. Skridlaite G., Baginski B., Bogdanova S., Whitehouse M. Metamorphism and magmatism in the western East European Craton: implications for 1.84 to 1.45 Ga evolution in Lithuania// Geophysical Research Abstracts. Vienna: EGU General Assembly. 2010. V. 12.
3. Krzeminska E., Wiszniewska J., Skridlaite G., Williams, I. S. Evidence of Late Svecofennian sedimentary basins in the crystalline basement of NE Poland and adjacent areas of Lithuania and Belarus: ages, major detritus sources and correlations// Geological Quarterly. 2009. V. 53. N. 3. P. 255-272.
4. Skridlaite G., Baginski B., Whitehouse M. Significance of ~1.5 Ga zircon and monazite ages from charnockites in southern Lithuania and NE Poland// Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 663- 674.
5. Ahall K.I. and Connelly J.N. Long-term convergence along SW Fennoscandia: 330 m.y. of Proterozoic crustal growth //Precambrian Research. 2008. V. 163. P. 402-421.

### ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ЦИРКОНОВ ИЗ ЭКЛОГИТОВ

Скублов С.Г.<sup>1</sup>, Бережная Н.Г.<sup>2</sup>, Симакин С.Г.<sup>3</sup>, Пресняков С.Л.<sup>2</sup>, Березин А.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, skublov@yandex.ru

<sup>2</sup> ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> ЯФ ФТИАН, Ярославль, Россия

### GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ZIRCONS FROM ECLOGITES

Skublov S.G.<sup>1</sup>, Berezhnaya N.G.<sup>2</sup>, Simakin S.G.<sup>3</sup>, Presnyakov S.L.<sup>2</sup>, Berezin A.V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, RAS, St.Petersburg, Russia, skublov@yandex.ru

<sup>2</sup> Centre of Isotopic Research, VSEGEI, St.Petersburg, Russia

<sup>3</sup> Yaroslavl branch FTIAN, Yaroslavl, Russia

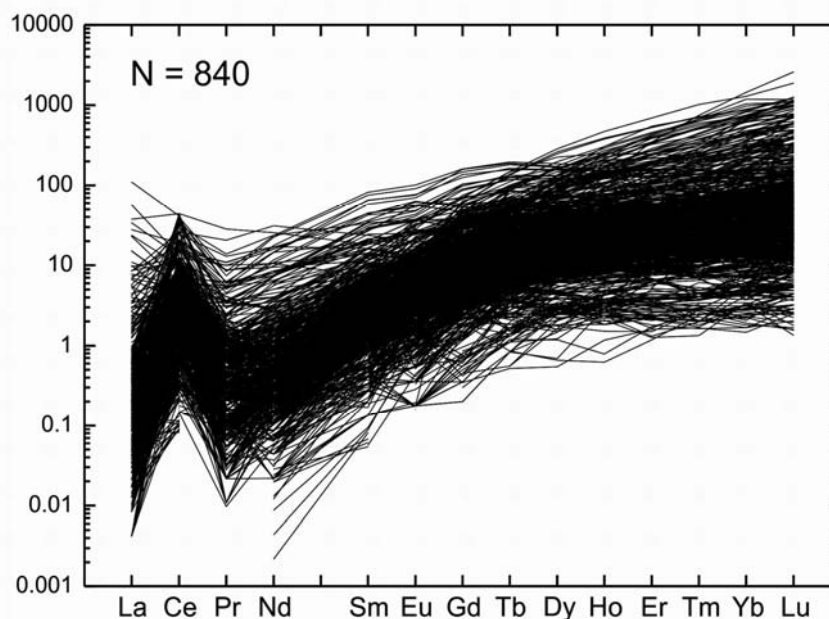
Достоверное выделение и датирование этапов высокobarного метаморфизма наряду с непосредственным исследованием различных изотопных систем, преимущественно U-Pb системы, в минералах-геохронометрах сопровождается комплексным изучением распределения редких и редкоземельных элементов в сосуществующих породообразующих и акцессорных минералах и фазового и химического состава микровключений в них. В настоящее время подавляющая часть работ по датированию цирконов из пород комплексов сверх- и высокого давления проводится совместно с исследованием их геохимических особенностей для корректной интерпретации данных геохронологии. Специфика геохимии цирконов из эклогитов впервые была отмечена Д. Рубатто [1] и объяснена особенностью минерального парагенезиса эклогитов, когда совместная кристаллизация с гранатом в условиях закрытой системы приводит к обеднению цирконов HREE, а отсутствие плагиоклаза – к исчезновению в цирконе отрицательной Eu-аномалии.

Нами проведено обобщение всех опубликованных аналитических данных по распределению TE и REE в цирконах из эклогитов, генезис которых связан с высокobarным метаморфизмом. В отличие от цирконов из магматических пород, для которых известны примеры обобщения особенностей состава [2], обзор данных по составу метаморфических цирконов такого масштаба ранее не проводился. Были использованы анализы цирконов (около 870) из 42 работ в зарубежных журналах за последние 10 лет, выполненные локальными методами. В целом в выборке доминируют цирконы из комплексов сверхвысокого давления западного и восточного Китая, также представлены высокobarные комплексы Альп, Родопи, Норвегии, Гренландии и др. регионов. Диапазон P и T метаморфизма очень широкий и захватывает поле от нижних пределов для эклогитовой фации до 35 кбар и 900°C. Возраст метаморфизма варь-

ирует от 2-8 млн. лет для островов Папуа Новой Гвинеи до 1870 млн. лет для комплекса эклогитов в Гренландии. При построении спектров распределения REE для всей выборки цирконов из эклогитов четко устанавливается полоса сплошного сгущения индивидуальных спектров шириной около одного порядка в логарифмическом масштабе (рис. 1). Для нее характерно слабо дифференцированное распределение HREE от Gd (5-50) до Lu (10-100 хондритовых отношений), отсутствие Eu-аномалии, умеренно выраженная положительная Ce-аномалия. У ряда цирконов содержание всех или части LREE оказалось ниже порога обнаружения. Среднее содержание ряда элементов и другие параметры были рассчитаны с учетом логнормального характера распределения (таблица).

**Table.** Statistical data for eclogite zircons

Parameter	N	Mean (ppm for elements)	Standard Deviation of log(x)
$\Sigma$ REE	844	25.0	0.43
$\Sigma$ HREE	844	20.5	0.47
$\Sigma$ LREE	838	1.45	0.65
$Lu_N/Gd_N$	801	4.66	0.55
Eu/Eu*	760	1.00	0.22
Ce/Ce*	471	11.9	0.58
Th	771	2.92	0.75
U	780	106	0.58
Th/U	771	0.03	0.64
Y	656	43.4	0.47
Hf	610	11163	0.11
Ti	385	8.02	0.43
P	245	34.8	0.63



**Рис. 1.** Нормированные на хондрит спектры распределения REE в цирконах из эклогитов.

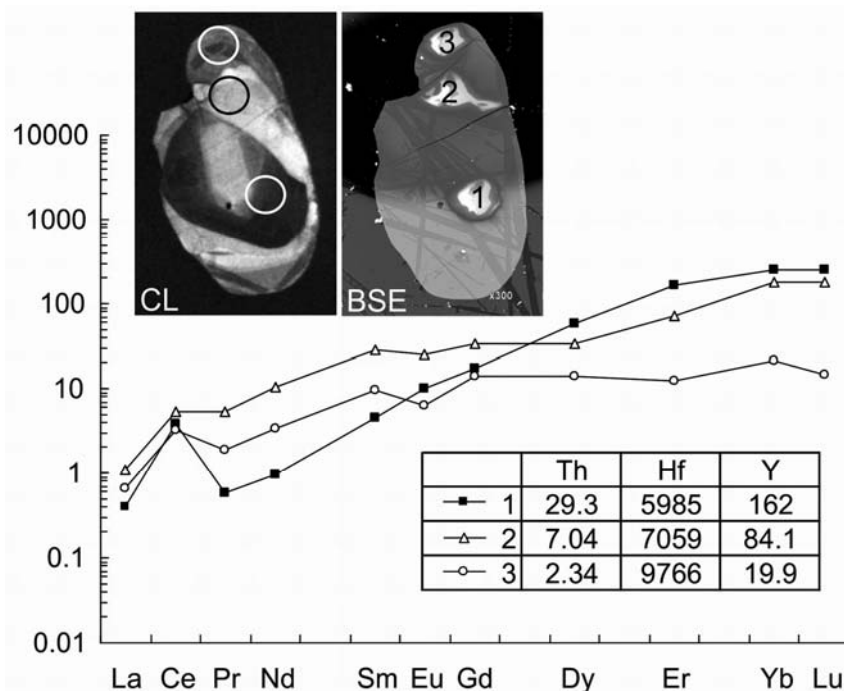
**Fig. 1** Chondrite-normalized REE patterns for zircons from eclogites.

Среднее значение суммы REE для цирконов из эклогитов (25 ppm) резко отличается в меньшую сторону в сравнении как с цирконами магматического генезиса [2], так и с цирконами гранулитовой фации [1]. Содержание LREE еще более ничтожно – в среднем 1.45 ppm. Характерной особенностью является низкое содержание Th (не более 3 ppm) и Th/U отношение 0.03, минимальное даже для метаморфических цирконов, для которых одним из критериев выделения является  $Th/U < 0.2$ . Среднее содержание Y (40 ppm) коррелируется с пониженным содержанием суммы HREE. Содержание Hf в среднем 11160 ppm (подавляющая часть цирконов попадает в интервал содер-

жания Hf 8000-14000 ppm) позволяет уверенно отличать эцлогитовые цирконы от магматических цирконов протолита, как правило, базитового состава, для которых характерно пониженное содержание Hf 5000-8000 ppm. Установленные особенности эцлогитовых цирконов (пониженное содержание REE, Th, Y и Th/U отношения, выположенный характер спектра для HREE и корытообразный для LREE, часто с отрицательной аномалией по Nd, в целом высокое содержание Hf) необходимо рассматривать в комплексе для соотнесения тех или иных цирконов с процессами высокобарного метаморфизма. Очевидно, что не только гранат или отсутствие плагиоклаза являются ответственными за появление данных устойчивых характеристик, но также и клиноцоизит, алланит, апатит, другие акцессории. Возможно, что свою роль играет специфический по составу флюид, присутствующий при высокобарном метаморфизме и способный выносить HFS-элементы, которыми обеднены эцлогитовые цирконы.

Данные по составу цирконов являются основным критерием при интерпретации результатов локального U-Pb датирования цирконов из эцлогитов Беломорского пояса и, соответственно, решении актуального вопроса о возрасте высокобарного метаморфизма. Для эцлогитов северо-западной части Беломорского пояса (салминских эцлогитов) именно по геохимическим характеристикам цирконы и каймы цирконов свекофенского возраста (около 1900 млн. лет) были идентифицированы как образованные при метаморфизме эцлогитовой фации [3].

Для эцлогитов района с. Гридино (о-в Столбиха) возраст метаморфизма был определен как 2720 млн. лет по центральным частям зерен со средним содержанием Th 24 ppm и Th/U отношением, варьирующим от 0.26 до 0.53 [4]. Позднее авторами было установлено пониженное содержание HREE в этих цирконах, что подтвердило их уверенность в определении возраста эцлогитов. Мы повторили изотопно-геохимическое исследование цирконов из тела эцлогитов о-ва Столбиха, где реликтовый омфациит имеет максимальное содержание жадеитового минала. Почти все цирконы оказались гетерогенны – с центральной (ядерной) частью и более светлой каймой. При внимательном рассмотрении CL каймы можно разделить на два типа, сосуществующие в произвольных пропорциях: светло-серые внутренние и серые мозаичные внешние. Возраст ядер цирконов получился 2702 млн. лет, близко к данным [4], а оба типа кайм оказались разновозрастными в пределах погрешности и свекофенскими – 1878 млн. лет. Геохимия ядер цирконов варьирует от типично магматических характеристик до переходных к эцлогитовым по ряду признаков. Однако геохимия кайм является типично эцлогитовой, уже по всем признакам состава.



**Рис. 2.** Нормированные на хондрит спектры распределения REE в цирконе из эцлогита о-ва Столбиха (район с. Гридино, Карелия). Размер реальных (BSE) и отмеченных (CL) кратеров ионного микрозонда примерно соответствует 20 мкм. Содержание Th, Hf и Y приведено в ppm.

**Fig. 2.** Chondrite-normalized REE patterns for zircon from eclogite from Stolbikha isl. (Gridino area, Karelia). Size of real (BSE) and marked craters is approx. 20 mk. Concentrations of Th, Hf and Y are in ppm.



Если не идти по пути увеличения количества этапов экологитового метаморфизма, то решению этого вопроса может помочь детальное исследование геохимии зерна циркона, где незначительный размер ядра явно не препятствовал диффузии редких элементов, а оба типа кайм пригодны для исследования на ионном микрозонде (рис. 2). Видно, что по мере продвижения от центральной части к внешней кайме все геохимические характеристики становятся максимально соответствующими средним данным для эколитов (таблица). Отклонение состава ядра от магматического является следствием диффузии редких элементов при наложенной эколитизации, внутренняя кайма – это перекристаллизованная при эколитизации в свекофенское время часть более древнего магматического циркона, а внешняя кайма образовалась изначально и одновременно с кристаллизацией граната (у нее минимальное содержание Y и HREE) тоже в свекофенское время. Необычные комбинированные геохимические характеристики измененных магматических цирконов в эколите о-ва Столбиха можно объяснить отличающимися коэффициентами диффузии для несовместимых в цирконе элементов (HFSE и др.).

Reliable identification and dating of high-pressure metamorphic stages, together with the direct study of various isotopic systems, dominantly an U-Pb system, in geochronometer minerals is accompanied by the integrated study of rare and rare-earth element distribution in co-existing rock-forming and accessory minerals and the phase and chemical composition of microinclusions in them. Dating of zircons from the rocks of super- and high-pressure complexes is now carried out mostly together with the study of their geochemical characteristics to correctly interpret geochronological data. D. Rubatto [1] was the first to note the distinctive geochemistry of zircons from eclogites, which he thinks is due to the distinctive mineral paragenesis of eclogites, when collective crystallization with garnet in a closed system results in the HREE depletion of zircons, and the absence of plagioclase leads to the disappearance of negative Eu-anomaly in zircon.

The authors have summed up all published analytical data on TE and REE distribution in zircons from eclogites generated under high-pressure metamorphic conditions. In contrast to zircons from igneous rocks, for which compositional characteristics have been summed up and analysed [2], available evidence for the composition of metamorphic zircons has not been reviewed earlier so extensively. About 870 analyses of zircons from 42 publications in foreign journals over the past 10 years, made using local methods, were used. Most of the zircons were sampled from superhigh-pressure complexes in western and eastern China. Other samples were collected from high-pressure complexes in the Alps, Rodopi, Norway, Greenland and other regions. The P and T range of metamorphism is very wide, covering a field from the lower limits for eclogite facies to 35 kbar and 900°C. The metamorphic age varies from 2-8 Ma Papua New Guinea islands to 1870 Ma for an eclogite complex in Greenland.

To construct REE distribution spectra for all zircon samples from eclogites, a complete condensation band of individual spectra, about one order of magnitude wide, in logarithmic scale is clearly identified (Fig. 1). It typically shows poorly differentiated HREE distribution from Gd (5-50) to Lu (10-100 chondrite ratios), the absence of Eu-anomaly and a moderately expressed positive Ce-anomaly. Some of the zircons were found to contain all or part of LREE below the detection limit. The average concentrations of some elements and other parameters were calculated, considering a lognormal distribution pattern (Table).

The average total REE value for zircons from eclogites (25 ppm) is much smaller than that for magmatically generated zircons [2] and granulite-facies zircons [1]. The LREE concentration is as low as 1.45 ppm. One characteristic is low Th concentration (not more than 3 ppm) and the Th/U ratio of 0.03, which is minimum even for metamorphic zircons, for Th/U < 0.2 is an identification criteria. Average Y concentration (40 ppm) correlates with low total HREE concentration. Based on average Hf concentration is 11160 ppm (most zircons are in the Hf concentration range 8000-14000 ppm) eclogite zircons can be reliably distinguished from the igneous zircons of the protolith, usually of basic composition, whose Hf concentration is typically as low as 5000-8000 ppm. The characteristics of eclogite zircons, such as low REE, Th and Y concentrations, low Th/U ratios, a flat spectrum pattern for HREE and a trough-like pattern for LREE, often with a negative Nd anomaly and generally high Hf concentration, should be considered collectively to correlate one or another zircon with high-pressure metamorphic processes. Obviously, not only garnet or the absence of plagioclase, but also clinozoisite, allanite, apatite and other accessories are responsible for the above stable characteristics. The compositionally distinctive fluid, which is present during high-pressure metamorphism and is capable of removing HFS-elements in which eclogite zircons are depleted, is probably another contributor.

Data on zircon composition are used as a basic criterion to interpret the results of the local U-Pb dating of zircons from Belomorian belt eclogites and, correspondingly, to estimate the age of high-pressure metamorphism. Based on geochemical characteristics, the zircons and zircon rims of Svecofennian age (ca. 1900 Ma) from the eclogites of the northwestern Belomorian belt (Salmi eclogites) were identified as those formed during eclogite-facies metamorphism [3].

The metamorphic age for eclogites from the Gridino area (Stolbikha Island) was estimated at 2720 Ma from the central portions of grains with average Th concentrations of 24 ppm and the Th/U ratio varying from 0.26 to 0.53 [4]. The low HREE content of these zircons, determined later by the authors, has shown that the age of the eclogites was estimated correctly. We conducted another isotopic-geochemical study of zircons from the eclogite body on Stolbikha Island, where relict omphacite has a maximum jadeitic mineral concentration. Almost all of the zircons were found to be heterogeneous, with a central (core) portion and a lighter rim. A closer examination shows that CL rims can be divided into two types co-existing in arbitrary proportions: 1) a light-grey internal type and 2) a grey mosaic external type. The zircon cores were dated at 2702 Ma, close to the age in [4], and both rim types were proved to be coeval within the error and to be Svecofennian (1878 Ma). Analytical data have shown that the geochemical characteristics of zircon cores vary from typically magmatic to eclogitic. However, the geochemistry of the rims is typically eclogitic, based on all compositional characteristics.

This problem could be approached not by increasing the number of stages in eclogite-facies metamorphism but by thoroughly analyzing zircon grains, where a small size of the core clearly did not retard rare-element diffusion, and both types of rim can be examined on an ion microprobe (Fig. 2). Obviously, all geochemical characteristics begin to be fully consistent with average data for eclogites from the central portion toward the external rim (Table). The deviation of the core composition from magmatic results from rare-element diffusion upon multiple eclogitization. The internal rim is a part of older igneous zircon which recrystallized upon eclogitization in Svecofennian time, and the external rim was formed originally and simultaneously with garnet crystallization (it has minimum Y and HREE concentrations) also in Svecofennian time. The unusual combined geochemical characteristics of altered igneous zircons in Stolbikha eclogites can be interpreted by different diffusion coefficients for the elements incompatible in zircon (HFSE, etc.).

#### Литература – References

1. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology*. 2002. V. 184. P. 123–138.
2. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 602–622.
3. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б. и др. U–Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // *Доклады АН*. 2010. Т. 432. № 5. С. 668–675.
4. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.

### АРХЕЙСКИЕ ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩИЕ И ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ: КОРРЕЛЯЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

*Слабунов А.И.*

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, slabunov@krc.karelia.ru

### ARCHAEOAN ECLOGITE-BEARING AND GRANITE-GREENSTONE COMPLEXES OF THE BELOMORIAN PROVINCE: CORRELATION AND GEODUNAMIC INTERPRETATION

*Slabunov A.I.*

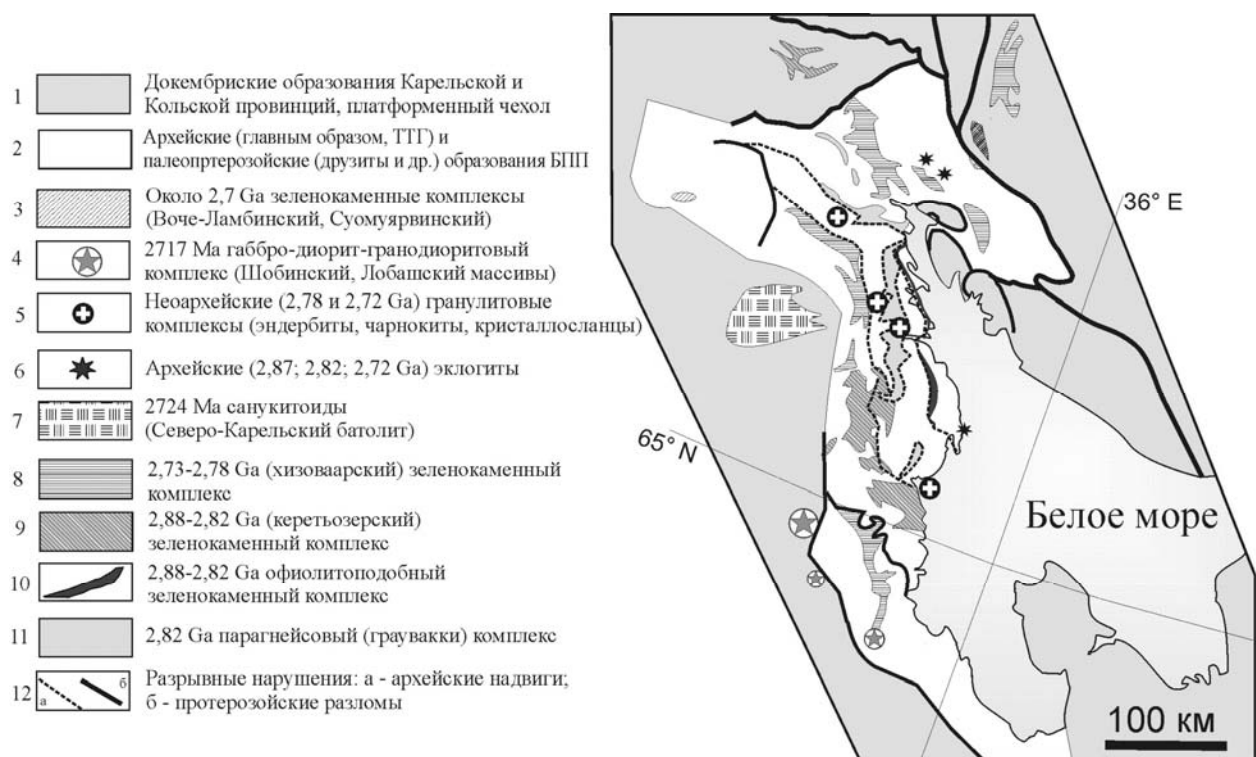
Institute of Geology, Karelian RC, RAS, Petrozavodsk, Russia, slabunov@krc.karelia.ru

Беломорская провинция, или докембрийский подвижный пояс (БПП) – это структура Фенноскандинавского щита, состоящая из неоднократно (в неоархее и палеопротерозое) интенсивно метаморфизованных (в условиях эклогитовой, гранулитовой, умереннобарической амфиболитовой фаций) и дислоцированных (с образованием, в том числе системы надвигов) комплексов. В составе данного комплекса резко преобладают архейские образования (ГТГ, зеленокаменные, парагнейсовые комплексы), хотя широко распространены и палеопротерозойские интрузивные (несколько генераций габброидов, чарнокитоидов и гранитоидов).

В контексте настоящей конференции интерес представляет то, что среди архейских комплексов извест-

ны близкие по возрасту гранит-зеленокаменные и эколгитсодержащие комплексы [3 и ссылки там]. Цель данной работы: провести возрастную корреляцию этих образований и оценить возможные геодинамические модели их формирования.

Зеленокаменные комплексы представлены преимущественно метаморфизованными вулканитами (толеитовой, известково-щелочной, коматитовой, адакитовой серий), осадочно-вулканогенными, гипабиссальными образованиями, в подчиненном количестве метаосадками, габброидами, дунитами-перидотитами [3 и ссылки там]. Они слагают Керетский, Тикшозерский (два эти пояса составляют Северо-Карельскую систему зеленокаменных поясов (СКЗП)), Пибозерский, Енский (ЕЗП), Воче-Ламбинский и Центрально-Беломорский (ЦБЗП) зеленокаменные пояса (рис. 1). В южной части провинции известны лишь небольшие фрагменты зеленокаменных структур (например, Кузгубская).



**Рис. 1.** Схема распространения архейских комплексов Беломорской провинции [3 с дополнениями].

**Fig. 1.** Scheme showing the distribution of Archean complexes in the Belomorian province [3 with addenda].

В составе зеленокаменных поясов БПП выделяется, по крайней мере, четыре возрастные группы зеленокаменных комплексов: керетьозерский (2,88–2,83 млрд. лет - далее Ga, а млн. лет - Ma), хизоваарский (2,8–2,78 Ga), челозерский (около 2,75 Ga) и воче-ламбинский (наиболее вероятно, около 2,7 Ga). В составе всех комплексов (рис. 2), кроме последнего, значительную часть составляют вулканиты островодужного типа (известково-щелочной и адакитовой серий). Мезоархейский парагнейсовый комплекс Чупинского пояса (ЧПП) представлен метаграувакками с прослоями биотитовых гнейсов (метадацитов) и амфиболитов. Он формировался в преддуговом бассейне. Мезо-неоархейские супракрустальные образования позволяют довольно надежно, с точки зрения актуалистического подхода, реконструировать главные эпизоды корообразования БПП, связанные с субдукционными и аккреционными процессами [3 и ссылки там].

Крайне важно, что недавно выполненное [1] передатирование гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой серии в пограничной с БПП части Карельского кратона, показало, что они имеют неоархейский, а не мезоархейский, как считалось ранее, возраст. Так, для Лобашских гранитов, с которыми непосредственно связаны молибденовые месторождения порфирирового типа, он оценивается в  $2717 \pm 13$  Ma, гранодиоритов -  $2705 \pm 8$  Ma. Породы этого комплекса по особенностям состава сопоставляются с гранитоидами, формирующимися в

геодинамической обстановке активной континентальной окраины [1 и ссылки там]. Таким образом, на основании особенностей проявления магматизма установлено проявление субдукционных процессов в западной части БПП и сопряженной части кратона в период 2,72-2,71 Ga (рис. 2).

Следует также отметить существование в БПП офиолитовых (офиолитоподобных) комплексов: мезоархейского (около 2878 Ma) в ЦБЗП и неархейского (2778 Ma) Ириногорского супрасубдукционного в СКЗП (рис. 2).



**Рис. 2.** Схема корреляции архейских зеленокаменных (содержащих островодужные, офиолитоподобные образования), эколлитсодержащих, гранулитовых и некоторых (коллизийных, окраинноконтинентальных) гранитоидных комплексов Беломорской провинции и Центрально-Карельского террейна Карельской.

**Буквами обозначены структуры:** ЦК – Центрально-Карельский терреин Карельской провинции; СКЗП – Северо-Карельская система зеленокаменных поясов; ЗБГП – Западно-Беломорский гранулитовый пояс; ЧПП – Чупинский парагнейсовый пояс; ГЭК – Гриндинский эколлитсодержащий комплекс; ЕЗП – Ениский зеленокаменный пояс; СЭК – эколлитсодержащий комплекс Самлы; ВЛЗП – Воже-Ламбинский зеленокаменный пояс.

**Цифрами обозначены комплексы:** 1 – керетьозерский зеленокаменный комплекс (хаттомозерская СТА, лавы, туфы); 2 – керетьозерский зеленокаменный комплекс (хаттомозерская СТА, субвулканические образования; (?) майозерская СТА); 3 – хизоваарский зеленокаменный комплекс; 4 – челозерский зеленокаменный комплекс; 5 – габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс; 6 – габбро-диорит-плагиогранитный (санукитоидный) комплекс; 7 – супрасубдукционные офиолиты; 8 – эндебиты и чарнокиты Нотозерского гранулитового комплекса; 9 – гиперстеновые диориты (Поньогмнаволок); 10 – лейкограниты S-типа; 11 – ортопироксеновые диориты (п. Чупа); 12 – метаграувакки Чупинского пояса; 13 – офиолитоподобный комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 14 – эколлиты Гриндинского эколлитсодержащего меланжа (тела эндебитов среди них); 15 – Ениский зеленокаменный комплекс; 16 – эколлиты Узкой Самлы; 17 – эколлиты Куру-Ваары; 18 – эколлиты Широкой Самлы; 19 – Воже-Ламбинский зеленокаменный комплекс.

**Fig. 2.** Scheme of the correlation of Archean greenstone (island arc- and ophiolite-like-bearing units), eclogite-bearing, granulite and other (collisional, continent-margin) granitoid complexes of the Belomorian province and the Central Karelian terrain of the Karelian province.

**Letter symbols indicate the following structures:** CK = Central Karelian terrain of the Karelian province; NKGB = North Karelian greenstone belt system; WBGB = West Belomorian granulite belt; CPB = Chupa paragneiss belt; GEC = Gridino eclogite-bearing complex; YGB = Yensky greenstone belt; SEC = Salma eclogite-bearing complex; VLGB = Voche-Lambino greenstone belt.

**Numbers indicate the following complexes:** 1 = Keretozero greenstone complex (Hattomozero STA, lava, tuffstuffs); 2 = Keretozero greenstone complex (Hattomozero STA, subvolcanic rocks; (?) Maiozero STA); 3 = Khizovaara greenstone complex; 4 = Chelozero greenstone complex; 5 = gabbro-diorite-granodiorite complex; 6 = gabbro-diorite-plagiogranite (sanukitoid) complex; 7 = suprasubduction ophiolites; 8 = enderbites and charnockites of the Notozero granulite complex; 9 = hypersthene diorites (Pongomnavolok); 10 = S-type leucogranites; 11 = orthopyroxene diorites (Chupa); 12 = Chupa belt metagraywacke; 13 = ophiolite-like complex of the Central Belomorian greenstone belt; 14 = eclogites of the Gridino eclogite-bearing melange (enderbite bodies among them); 15 = Yensky greenstone complex; 16 = Uzskaya Salma eclogites; 17 = Kuruvaa eclogites; 18 = Shirokaya Salma eclogites; 19 = Voche-Lambino greenstone complex.



Уникальные для архея эколгиты установлены в БПП в двух районах: Гридино и Салмы [3, 4, 5 и ссылки там].

2720±8 Ма эколгиты в р-не с. Гридино входят, наряду с амфиболитами, ультрабазитами, гнейсами, в состав метаморфизованного меланжа, формирующего тектоническую пластину [3 и ссылки там]. Возраст эколгитообразования определяется достаточно надежно по цирконам, обедненным ТРЗЭ, и хорошо согласуется с геологическими данными (меланж сечется неоархейскими (2701 Ма) массивными жилами гранитов, палеопротерозойскими дайками). Формирование эколгитов и меланжа, в состав которого они входят, связывается с субдукционными процессами. Установленные в западной части БПП 2717±13 Ма гранодиориты, образовавшиеся в обстановке активной континентальной окраины, по-видимому, являются результатом этого же эпизода субдукции (рис. 2). Он был последним, начиная с 2,9 Ga, перед стартом неоархейской коллизии. Пологий характер субдукции в режиме активной континентальной окраины может быть причиной того, что эколгиты Гридино относятся к группе относительно малоглубинных (Р - до 17,5 кбар, при Т≈700-860°C по оценке О.И. Володичева). Формирование эндебитов, тела которых известны среди эколгитсодержащего меланжа, связано с процессами его декомпрессии.

Ближние по возрасту эколгиты известны [4 и ссылки там] и среди ассоциации Салмы (Узкая Салма и «северной» группы Куру-Ваары). Вместе с тем, вопрос о возрасте и природе этих эколгитов пока не решен [2 и ссылки там].

Эколгиты и пиклогиты «южной» группы района Куру-Ваара, возраст которых оценивается в интервале 2820-2805 Ма, представляют собой ассоциацию метаморфизованных (при Р 14– 14,5 кбар, Т ~ 700-750°C) базальтов, пикритов и коматиитов, сопоставимых с породами океанических плато [4]. Эта группа эколгитов по времени образования коррелируется с субдукционными вулканитами Керетской зеленокаменной структуры (рис. 2). Вместе с тем, вопрос о возрасте этих эколгитов не решен окончательно и существует точка зрения о том, что он свекофеннский [2 и ссылки там].

2862 Ма эколгиты Узкой Салмы [5 и ссылки там] образовались по океаническим базитам при Р ~13-14 кбар, Т ~ 700-750°C, но в них фиксируются проградные преобразования, а также жилы «замороженных» трондьемитов, которые рассматриваются А.А. Щипанским как выплавки из эколгитов и по которым датируется стадия эколгитообразования. Однако, цирконы этой стадии формирования не установлены в эколгитах [2 и ссылки там], что означает необходимость продолжения работ в этом районе. Вместе с тем, 2,86 Ga эколгиты коррелируются по времени формирования с субдукционными образованиями Керетьозерской структуры и ЧПП, а также с офиолитоподобными образованиями ЦБЗП. Это хорошо согласуется с представлениями о субдукционной природе эколгитов Узкой Салмы.

Таким образом, анализ соотношения возраста формирования гранит-зеленокаменных и эколгитсодержащих комплексов БПП указывает на то, что они имеют генетическую связь и формировались в ходе дискретных субдукционных процессов. Суперпозиция разновозрастных эколгитов – это результат интенсивной покровной тектоники в ходе неоархейской и палеопротерозойской коллизий.

The Belomorian province, also known as the Precambrian Belomorian mobile belt (BMB), is a Fennoscandian Shield structure consisting of a rock complex which has been subjected repeatedly (in the Neoarchaeon and Palaeoproterozoic) to intense eclogite-, granulite and moderately high-pressure amphibolite-facies metamorphism and dislocation that gave rise to a fault system. The complex is clearly dominated by Archaean rocks (TTG, greenstone and paragneiss complexes), although Palaeoproterozoic intrusive (several generations of gabbroids, charnockitoids and granitoids) rock complexes are also widespread.

Granite-greenstone and eclogite-bearing complexes, known to occur among Archaean complexes, are of interest in the context of the present conference [3 and references *ibid.*]. The goal of this study is to correlate these complexes in terms of their age and to assess possible geodynamic models of their formation.

Greenstone complexes are represented dominantly by metamorphosed volcanic (tholeiite, calc-alkaline, komatiite and adakite series), sedimentary-volcanic and hypabyssal rocks and minor metasediments, gabbroids and dunites-peridotites [3 and references *ibid.*]. They build up the Keret, Tikshozero (these two belts constitute the North Karelian greenstone belt system, NKGB), Pebozero, Yensky (YGB), Voche-Lambino and Central Belomorian (CBGB) greenstone belts (Fig. 1). Only small fragments of greenstone structures, e.g. the Kuzguba structure, are known in the southern part of the province.

At least four age groups of greenstone complexes are distinguished in the greenstone belts of the BMB: the Keretozero (2.88–2.83 Ga), Khizovaara (2.8–2.78 Ga), Chelozero (ca. 2.75 Ga) and Voche-Lambino (most probably about 2.7 Ga). Island-arc volcanics (calc-alkaline and adakite series) make up a large part of all the complexes (Fig. 2), except the last one. The Mesoarchaeon paragneiss complex of the Chupa belt (CPB) consists of metagraywacke with biotite gneiss (metadacite) and amphibolite interbeds. It was formed in a fore-arc basin. Based on Meso-

Neoarchaeal supracrustal complexes, major BMB crust formation episodes, associated with subduction and accretion processes, can be reliably reconstructed from the point of view of an actualistic approach [3 and references *ibid.*].

The recent re-dating of (Bogachev et al., 2009) of gabbro-diorite-granodiorite-series granitoids from the Karelian Craton area which borders on the BMB has shown that they are of Neoarchaeal rather than Mesozoic age, as was assumed earlier. Their age is estimated at  $2717 \pm 13$  Ma for Lobash granites with which porphyry-type molybdenum deposits are associated and at  $2705 \pm 8$  Ma for granodiorites. The rocks of this complex are correlated compositionally with granitoids formed in an active continent margin geodynamic setting [1 and references therein]. Thus, the characteristics of magmatism have shown that subduction processes occurred in the western BMB and in the associated portion of the Karelian Craton in a time span bracketed by 2.72 and 2.71 Ga (Fig. 2).

It should also be noted that an ophiolite (ophiolite-like) complex of Mesoarchaeal age (ca. 2878 Ma) occurs in the CBMB and a Neoarchaeal (2778 Ma) Iringora suprasubduction complex is located in the NKGB (Fig. 2).

Eclogites, unique for the Archaeal, have been reported from two BMB areas: Gridino and Salma [3, 4, 5 and references therein].

In the Gridino area,  $2720 \pm 8$  Ma eclogites constitute, together with amphibolites, ultrabasic rocks and gneisses, a metamorphosed mélange which forms a tectonic slab [3 and references therein]. The age of eclogite formation is estimated reliably from HREE-depleted zircons and is consistent with geological data (the mélange is cut by Neoarchaeal (2701 Ma) massive granite veins and Palaeoproterozoic dykes). The formation of eclogites and the mélange, which they are part of, is attributed to subduction processes. The  $2717 \pm 13$  Ma granodiorites, formed in an active continent margin setting and revealed in the western BMB, seem to have been produced by the same subduction episode (Fig. 2). Он был последним, начиная с 2,9 Ga, перед стартом неоархейской коллизии. A gentle subduction pattern in an active continent margin regime could explain why Gridino eclogites represent relatively shallow-depth eclogites (P up to 17.5 kbar and  $T \approx 700\text{--}860^\circ\text{C}$ , as estimated by O.I. Volodichev). The formation of enderbites, whose bodies are encountered in the eclogite-bearing mélange, is related to its decompression.

Eclogites, similar in age, have also been reported [4 and references therein] from the Salma assemblage (Uzkaya Salma and the “northern” Kuru-Vaara group). However, the age and nature of these eclogites are still uncertain [2 and references *ibid.*].

Eclogites and piclogites of the “southern” group of the Kuru-Vaara area, dated at 2820–2805 Ma, represent an assemblage of basalts, picrites and komatiites metamorphosed at a pressures of 14–14.5 kbar and at a temperature of  $\sim 700\text{--}750^\circ\text{C}$ ) and correlatable with oceanic plateau rocks [4]. This group of eclogites correlates in the time of formation with the subduction volcanics of the Keret greenstone structure (Fig. 2). However, the age of these eclogites is still the subject of debate. Some authors assume them to be of Svecofennian age [2 and references *ibid.*].

2862 Ma Uzkaya Salma eclogites [5 and references *ibid.*] were formed after oceanic basalts at a pressure of  $\sim 13\text{--}14$  kbar and a temperature of  $\sim 700\text{--}750^\circ\text{C}$ , but they exhibit prograde alterations and “frozen” trondhjemite veins interpreted by A.A. Shchipansky as melts from eclogites that are used to date an eclogite formation stage. However, as zircons of this stage have not been encountered in eclogites [2 and references *ibid.*], work in this area should continue. At the same time, 2.86 Ga eclogites correlate in the time of formation with the subduction rocks of the Keretozero structure and the CPB and with the ophiolite-like units of the CBGB. This evidence is in good agreement with the knowledge of the subduction nature of Uzkaya Salma eclogites.

To sum up, analysis of the correlation of the age of formation of the granite-greenstone and eclogite-bearing complexes of the BMB has shown that they are genetically related and were formed during discrete subduction processes. The superposition of different-aged eclogites is a result of intense nappe tectonics during Neoarchaeal and Palaeoproterozoic collisions.

*The work was supported by RFBR grant 11-05-00168-a.*

## Литература – References

1. Богачев В.А., Иваников В.В., Сергеев С.А. U-Pb SHRIMP-датирование рудоносных гранитов Лобашского молибденового месторождения (Северо-Восточная Карелия) // Минералогия докембрия. М-лы конференции. Петрозаводск. 2009. С. 22–25.
2. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты. 2010. 114 с.
3. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенно-скандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 298 с.
4. Шипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре. Статья 2: геохимия, изотопный возраст эклогитов и их значение в геодинамике формирования ранней континентальной коры // Геология и геофизика. 2011 (в печати)
5. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*. 2010. V. 38. P. 739–742.

## ГЛАВНЫЕ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ГРАНУЛИТОВ ОНЕЖСКОГО КОМПЛЕКСА КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: ПЕТРОЛОГИЯ И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ (SHRIMP-II) ЦИРКОНОВ

Слабунов А.И.<sup>1</sup>, Король Н.Е.<sup>1</sup>, Бережная Н.Г.<sup>2</sup>, Володичев О.И.<sup>1</sup>, Сибелев О.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, slabunov@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, nataliaber@mail.ru

## MAIN STAGES OF THE MAFIC GRANULITES FORMATION, ONEGO COMPLEX, KARELIAN CRATON: PETROLOGY AND ISOTOPIC DATING (SHRIMP-II) OF ZIRCONS

Slabunov A.I.<sup>1</sup>, Korol' N.E.<sup>1</sup>, Berezhnaya N.G.<sup>2</sup>, Volodichev O.I.<sup>1</sup>, Sibelev O.S.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, slabunov@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> Centre of Isotopic Research, VSEGEI, St-Petersburg, Russia, nataliaber@mail.ru

Онежский (Карицкий [2]) неоархейский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс располагается на границе центрального и периферического доменов Водлозерского террейна Карельского кратона [4]. Его коренные выходы находятся в узкой береговой полосе и на островах восточного берега Онежского озера южнее устья р. Водла и по им сложно судить об истинных размерах массива. Однако, судя по особенностям структуры магнитного поля, гранулитовый комплекс слагает тело размером (в плане) 100 \* 25 км СЗ простирания. Время проявления данного гранулитового метаморфизма оценивалось в 2650±45 млн. лет [1].

Основные гранулиты (двупироксеновые кристаллосланцы) в виде ксенолитов размером от нескольких см до 2 м, наряду с породами среднего и кислого (двупироксеновые кристаллосланцы) и ультраосновного составов, установлены среди эндербитов-чарнокитов [2]. По петрогеохимическим особенностям основные кристаллосланцы отвечают базальтам толеитовой серии. Для них характерно «плоское» распределение нормированных по хондриту сод. РЗЭ при уровне сод. 10-20 хондритов, отрицательная (относительно Th и La) аномалия Nb на спайдерграмме. Такие геохимические особенности роднят эти породы с островодужными базальтами.

Нами проведены детальные петрологические и геохронологические исследования основных гранулитов из ксенолита размером 20 \* 100 см в эндербитах о. Большой Голец. Ксенолит имеет зональное строение. Центр его сложен двупироксен-амфиболовыми с биотитом кристаллосланцами, а краевая зона (1-2 см) – биотит-двупироксеновыми с амфиболом. Наличие реакционных кайм – это характерная черта ксенолитов основного состава комплекса.

**Петрология.** В центральной части ксенолита установлены два гранулитовых парагенезиса: ранний и поздний; в краевой зоне – только поздний, причем в нем ОРх существенно преобладает над Срх. Ранняя парагенетическая ассоциация (ОрхI + СрхI + AmphI + PlI) выделяется как относительно мелкозернистая среди более крупнозернистой поздней (ОрхII+ СрхII+ AmphII+ BtII + PlII). Метаморфические преобразования породы проходили в спокойной тектонической обстановке, без формирования директивных структур. Поздний парагенезис образуется, вероятно, под воздействием щелочно-водных флюидов гранитоидов (эндербитов-чарнокитов). По своей сути этот процесс является сочетанием метаморфической перекристаллизации с привнесением калия, натрия и воды.

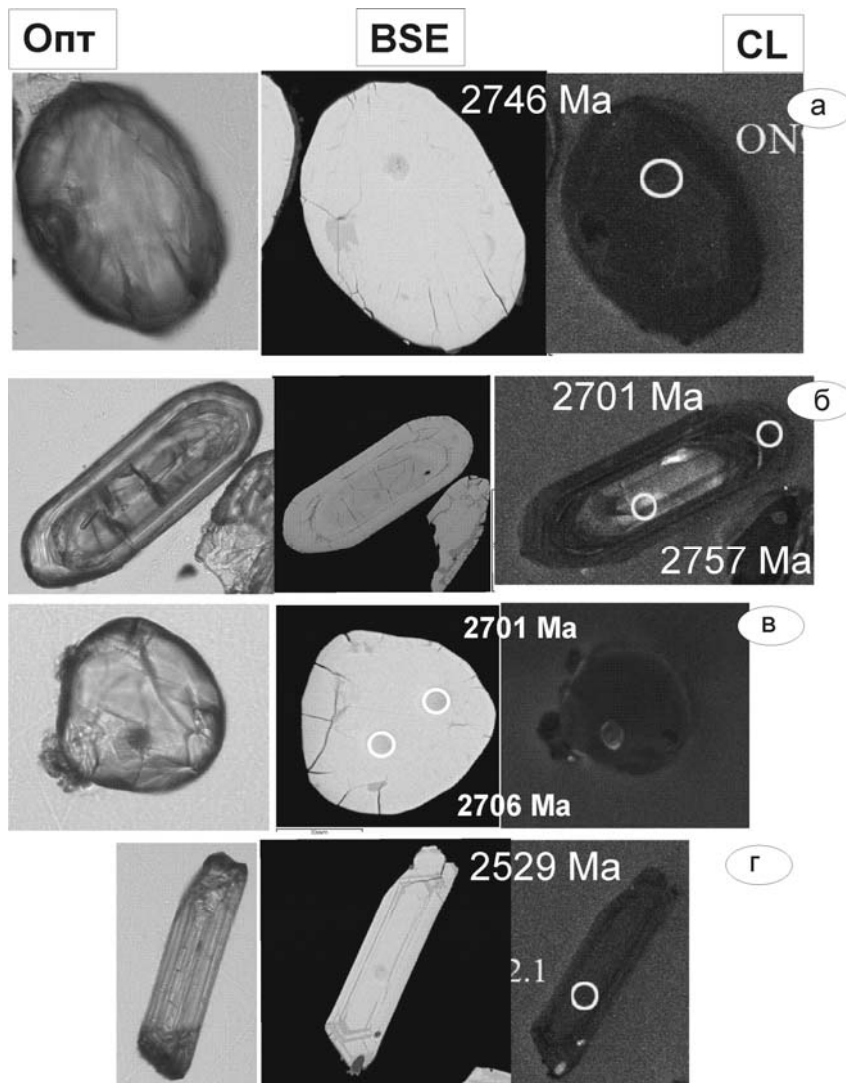
Оценка температур становления ранних (I) и поздних (II) парагенезисов близки - 754–870°C и 750–877°C, соответственно. Геобарометрия раннего гранулитового метаморфизма не проведена, а давления для позднего - оценивается в 5.5–6.1 кбар.

Все породы Онежского гранулитового комплекса в той или иной степени испытали наложенный метаморфизм в условиях от амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций [2].

**Геохронология.** Из двупироксен- амфиболового кристаллосланца, описанного выше, были выделены цирконы. Их монофракция представлена коричневыми полупрозрачными округлыми, иногда с хорошо выраженными многочисленными гранями, реже призматическими субидiomорфными кристаллами. Размер кристаллов 70-250 мкм с коэффициентом удлинения 1.0-3.5.

При изучении оптических, BSE и CL изображений цирконов (Рис. 1) выделяются зерна с однородной структурой, но большинство зерен состоит из двух-трех фаз. Среди однородных присутствуют призматической (например, рис. 1 г)) и изометричной формы с многочисленными гранями (рис. 1 а, в). Выделяется несколько типов ядер и оболочек: с грубой зональностью и почти без включений (например, Рис.1 б), тонкозональное ядро с включениями и гранулитовой оболочкой, секториальные ядра без включений, с тонкозональной оболочкой.

На микрозонде были изучены минеральные включения в цирконах. Зерна изометричной формы (Рис. 1 а, в) с многочисленными гранями (так называемые, «гранулитовые») не содержат минеральных включений, которые можно обнаружить с помощью микрозонда. В призматических зернах обычны включения апатита, биотита, кварца, в тонкозональном ядре отмечено включение паразит  $[(\text{Ce}, \text{La})_2 \text{Ca}(\text{CO}_3)_3 \text{F}_2]$ , обычного для пегматитов, некоторые трещины в зернах залечены хлоритом.



**Рис. 1.** Оптические (Опт), в отраженных электронах (BSE) и катодолуминесцентные (CL) изображения цирконов из основных кристаллосланцев о. Б. Голец. Кругами обозначены места определения изотопных возрастов, с указанием значений  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов: (а) - зерно изометричной формы (точка датирования ON9-7-1.6.1), (б) – зерно призматической формы с грубозональным ядром (т. ON9-7-1.4.1) и однородной каймой (т. ON9-7-1.4.2); (в) – однородное «гранулитовое» зерно (т. ON9-7-1.3.1); (г) – тонкопризматическое зональное зерно (т. ON9-7-1.2.1).

По результатам изотопного датирования единичных зерен циркона, выполненного на ионном зонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ), получено несколько возрастных групп.

Наиболее древний возраст  $2739 \pm 17$  млн. лет получен по ядрам и оболочкам цирконов (рис. 1 б), в том числе с характерной «гранулитовой» морфологией (рис. 1 а). Некоторые ядра либо потеряли первичную информацию, либо время их кристаллизации сближено с метаморфизмом. В гранулитовых цирконах содержание U - 118-636 ppm, Th - 117-181 ppm, Th/U 0.29-1.02, в ядрах неясного генезиса U - 71-284 ppm, Th - 34-214 ppm, Th/U 0.44-0.88.





По тонкозональным оболочкам призматических кристаллов и мелкому трещиноватому зерну округлой формы (рис. 1 в) получен более молодой возраст -  $2701 \pm 14$  млн. лет. В этих цирконах содержание U - 532-778 ppm, Th - 50-181 ppm, Th/U 0.08-0.34.

Возраст (с большой ошибкой) рассчитанный по слабо зональному переработанному ядру и призматическому кристаллу (рис. 1 г) составляет  $2522 \pm 64$  млн. лет. В этих зернах содержание U - 698-757 ppm, Th - 260-511 ppm, Th/U 0.08-0.34. Формирование этой генерации, вероятно, отвечает стадии диафтореза.

Сопоставляя петрологические и геохронологические данные, можно констатировать, что время раннего гранулитового метаморфизма оценивается в  $2739 \pm 17$  млн. лет, позднего - в  $2701 \pm 14$  млн. лет (в пределах ошибки они не перекрываются, вместе с тем они сближены с возрастом второй генерации цирконов из вмещающих кристаллосланцы тоналитов (эндербитов)  $2717 \pm 8$  млн. лет [3]) и процессов диафтореза -  $2522 \pm 64$  млн. лет.

*Работа проводится при поддержке РФФИ (грант 11-05-00168-а).*

#### Литература

1. Байкова В.С., Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А., Чекулаев В.П., Шулешко И.К., Яковлева С.З. Новые данные о геологическом положении и возрасте гранитов Карелии // ДАН СССР. 1984. Т. 277. № 2. С. 442-444.
2. Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (юго-восточная Карелия). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1989. 165 с.
3. Матвеева Л.В., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Геология неогарнейского гранулитового метаморфизма Прионежья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы конференции. Петрозаводск. 2011.
4. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука. 2005. 711 с.

### U-PB ИЗОТОПНЫЕ ВОЗРАСТЫ ЭНДЕРБИТОВ И ЧАРНОКИТОВ НОТОЗЕРСКОГО ГРАНУЛИТ-ЭНДЕРБИТ-ЧАРНОКИТОВОГО КОМПЛЕКСА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Слабунов А.И.<sup>1</sup>, Бибикова Е.В.<sup>2</sup>, Володичев О.И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, slabunov@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, bibikova@geokhi.ru

### U-PB ISOTOPIC AGES OF ENDERBITES AND CHARNOCKITES FROM THE NOTOZERO GRANULITE-ENDERBITE-CHARNOCKITE COMPLEX, BELOMORIAN PROVINCE

Slabunov A.I.<sup>1</sup>, Bibikova E.V.<sup>2</sup>, Volodichev O.I.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, slabunov@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> V.I Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, Russia, bibikova@geokhi.ru

Неогарнейский Нотозерский гранулит-эндербит-чарнокитовый (ГЭЧ) комплекс [1] является частью Западно-Беломорского гранулитового пояса [5] и располагается между Чупинским парагнейсовым поясом и Тикшозерским зеленокаменным (Мошинской и Кичанской структурами).

В состав Нотозерского ГЭЧ комплекса входят 1) эндербиты и чарнокиты известково-щелочной серии, 2) габбро, диориты, чарноэндербиты толеитовой серии, 3) порфиroidные чарнокиты и 4) ксенолиты гранулитов.

Эндербиты и чарнокиты известково-щелочной серии отвечают по составу кварцевым диоритам – тоналитам и гранитам, соответственно. Они содержат ксенолиты гранулитов основного, ультраосновного, среднего, реже кислого составов, а также перидотитов, габбро и анортозитов.

Геологические соотношения интрузивных пород ГЭЧ комплекса известково-щелочной и толеитовой серий определяются неоднозначно: с одной стороны, породы толеитовой серии содержат ксенолиты двупироксеновых гранулитов и эндербитов, но, с другой, они подвержены метаморфизму гранулитовой фации и секутся жилами эндербитов.

Наиболее молодыми образованиями комплекса являются порфиroidные чарнокиты, слагающие крупный интрузивный Пажминский массив [1, 3] и ряд более мелких тел.

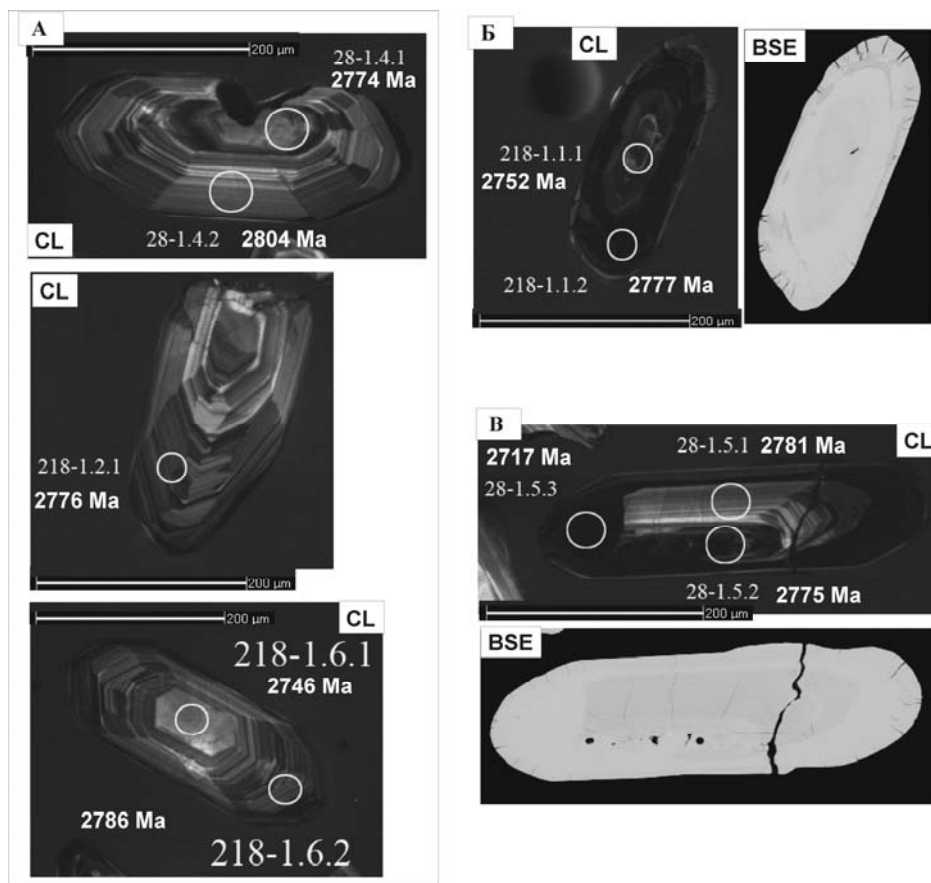
Условия метаморфизма гранулитов комплекса соответствуют  $T=780-820^{\circ}\text{C}$ ,  $P=5-6$  кбар [1, 4]. РТ условия наложенного высокобарического метаморфизма, связанного с развитием архейского (около 2.7 млрд. лет) коллизийного процесса соответствуют  $T=630-670^{\circ}\text{C}$  и  $P=8-9$  кбар.

Ранее U-Pb классическим изотопным методом по мультитерновым навескам циркона были определены возрасты: чарноэндрбитов толеитовой серии около 2730 млн. лет, эндрбитов, секущих ферротолеитовое габбро – около 2715 млн. лет [4 и ссылки там]. Был также оценен возраст монацита из чарнокита Пажминской интрузии –  $2660\pm 10$  млн. лет [4]. Учитывая вышесказанное, нами было проведено U-Pb изотопное датирование единичных зерен цирконов на ионном микрозонде SHRIMP. Были изучены цирконы из двух проб (Э-218-1 и Э-219-1)

Первая проба (Э-218-1) отобрана из эндрбитов известково-щелочной серии в районе их наилучшей сохранности – в проливе, соединяющем озера Нерпозеро и Ларинова. Эндрбиты представлены массивной среднезернистой породой кварц-диоритового состава, состоящей из плагиоклаза, ортопироксена, клинопироксена и кварца.

Вторым объектом исследования стали чарнокиты Пажминской интрузии. Место взятия пробы соответствует пробе В-2095-2 [1], из которой ранее [4] был выделен и датирован монацит ( $2660\pm 10$  млн. лет) – характерный аксессуарный минерал этой породы. Чарнокиты гранитного состава имеют порфировидный облик и состоят из плагиоклаза, ортоклаза (порфировидные выделения и в матриксе), кварца, ортопироксена и биотита.

В эндрбите подавляющая масса цирконов представлена крупными (более 200 мкм) призматическими кристаллами с тонкой контрастной осцилляторной зональностью, обычно с наличием своеобразной затравки в центре ядра (рис. 1А). Большинство значений возраста для этой генерации цирконов конкордантно и составило  $2777\pm 18$  млн. лет. Этот возраст принимается как возраст магматической кристаллизации пород.

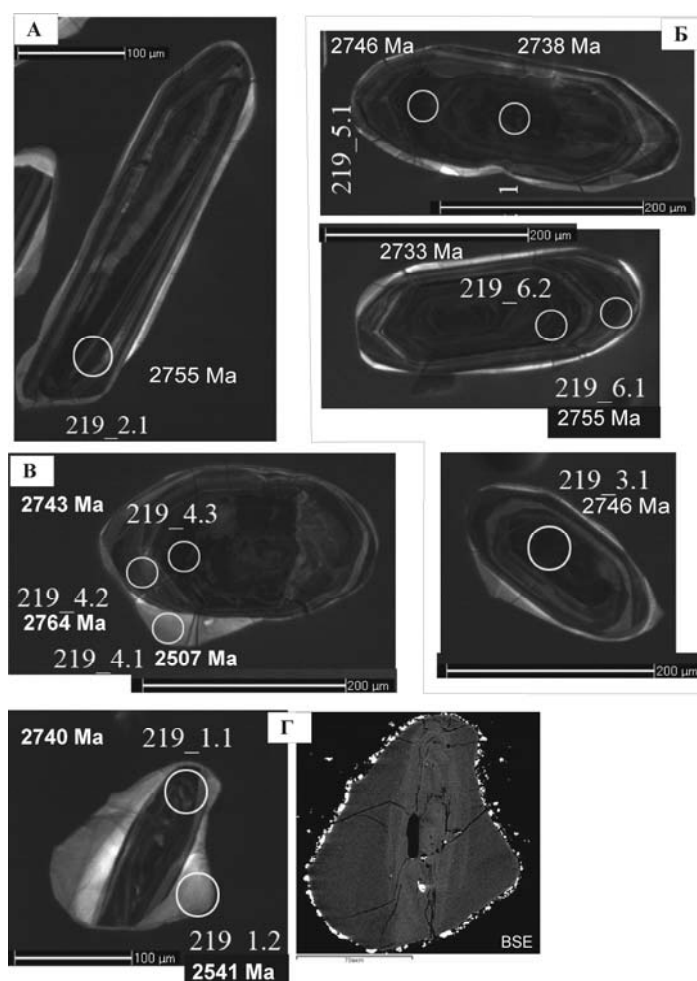


**Рис. 1.** Снимки кристаллов цирконов из эндрбитов (проба Э-218-1) в катодной люминесценции (CL) и отраженных электронах (BSE) трех морфологических типов (I – рис. А, II – Б, III – В), аналитические точки и значения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов в млн. лет (Ma).

**Fig.1.** Photos of zircon crystals from enderbites (sample E-218-1) in cathode luminescence (CL) and reflected electrons (BSE) of three morphological types (I – Fig. A, II – Б, III – В), analytical points and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages, Ma.

На одном зональном зерне наблюдается кайма обрастания (рис. 1В) с возрастом по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  равным  $2717 \pm 9$  млн. лет.

В чарноките, наряду с удлинено-призматическими зернами с зональностью магматического генезиса и тонкой каймой поздней генерации (рис. 2 А, Б), присутствуют и более изометричные зерна с конволютной зональностью в центральной части (рис. 2 В). Такое внутреннее строение характерно для цирконов, кристаллизовавшихся на постмагматической стадии. Для первой разновидности получены в основном конкордантные возрасты  $2756 \pm 16$  млн. лет, для второй данные более дискордантны, при этом, наряду с обычной дискордантностью наблюдается и обратная. Тем не менее, значение возраста, рассчитанное по дискордии, также составляет около 2755 млн. лет. Таким образом, время магматической и позднемагматической стадий становления интрузии чарнокитов не различимо и оценивается в  $2756 \pm 16$  млн. лет.



**Рис. 2.** Снимки кристаллов цирконов из чарнокита (проба Э-219-1) в катодной люминесценции и один – в отраженных электронах (BSE) четырех морфологических типов (I – рис. А, II – Б, III – В, IV – Г), аналитические точки и значения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов в млн. лет (Ma).

**Fig. 2.** Photos of zircon crystals from charnockites (sample E-219-1) in cathode luminescence and one in reflected electrons (BSE) of four morphological types (I – Fig. A, II – B, III – V, IV – Г), analytical points and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages, Ma.

На многих зональных зернах отмечаются каймы обрастания (рис. 2), однако их возраст определяется с очень большой ошибкой и не может служить оценкой времени их формирования.

Результаты представленного изотопного датирования единичных зерен циркона из наиболее ранних (эндербитов) и наиболее молодых (чарнокитов) пород Нотозерского ГЭК позволяет оценить период его формирования в интервале 2777-2756 млн. лет.

*Работа проводится при поддержке РФФИ (грант 11-05-00168-а).*

The Neoarchaean Notozero granulite-enderbite-charnockite (GEC) complex [1] is part of the West Belomorian granulite belt [5] and is located between the Chupa paragneiss belt and the Tikshozero greenstone belt (Moshino and Kichany structures).

The Notozero GEC complex consists of 1) calc-alkaline enderbites and charnockites, 2) tholeiitic gabbro, diorites and charnoenderbites, 3) porphyreous charnockites and 4) granulite xenoliths.

Calc-alkaline enderbites and charnockites correspond in composition to quartz diorites-tonalites and granites, respectively. They contain mafic, ultramafic, intermediate and minor felsic granulite xenoliths as well as peridotite, gabbro and anorthosite xenoliths.

The geological relations between the calc-alkaline and tholeiitic intrusive rocks of the GEC are hard to define explicitly: on one hand, tholeiitic rocks contain bipyroxene granulite and enderbite xenoliths; on the other, they have been metamorphosed to granulite grade and are cross-cut by enderbite veins.

Porphyreous charnockites, which build up the large Pazhma intrusive massif [1, 3] and a series of smaller bodies, are the youngest rocks in the complex.

GEC granulites were metamorphosed at  $T=780-820^{\circ}\text{C}$  and  $P=5-6$  kbar [1, 4]. The PT parameters of multiple high-pressure metamorphism associated with the evolution of an Archaean multiple high-pressure (ca. 2.7 Ga) collision process are  $T=630-670^{\circ}\text{C}$  and  $P=8-9$  kbar.

The classical U-Pb isotopic dating method was employed earlier using weighed multi-grain zircon samples. The age of tholeiitic charnoenderbites was estimated at about 2730 Ma and that of enderbites that cross-cut ferrotholeiitic gabbro at about 2715 Ma [4 and references *ibid.*]. Monazite from Pazhma charnockite was dated at  $2660 \pm 10$  Ma [4]. In view of the above, we conducted U-Pb isotopic dating of scarce zircon grains on a SHRIMP ion microprobe. Zircons from two samples, E-218-1 and E-219-1, were dated.

The first sample (E-218-1) was collected from calc-alkaline enderbites in a strait connecting Lakes Nerpozzero and Larinov, where they are best-preserved. Enderbites occur as massive, medium-grained rock of quartz-diorite composition consisting of plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene and quartz.

Charnockites from the Pazhma intrusion were another target of our study. A sample was taken from the same site as sample B-2095-2 [1], from which monazite, an accessory mineral typical of this rock, was extracted and dated earlier [4] at  $2660 \pm 10$  Ma. Charnockites of granite composition have a porphyreous habit and consist of plagioclase, orthoclase (porphyreous emanations also in the matrix), quartz, orthopyroxene and biotite.

Most zircons in enderbite occur as coarse (over  $200\text{ }\mu\text{m}$ ) prismatic grains showing fine, contrasting, oscillatory zonation, commonly with distinctive seed in the core centre (Fig. 1A). Most ages, determined for this zircon generation ( $2777 \pm 18$  Ma), are concordant. This age is interpreted as the magmatic crystallization age of the rocks.

An encrusting rim (Fig. 1B), observed on one zonal grain, has an isotopic age of  $2717 \pm 9$  Ma, as shown by the isotope ratio  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

In addition to elongate-prismatic grains, showing magma-generated zonation and fine later-generation rim (Fig. 2 A, B), charnockite contains more isometric grains with convolute zonation in their centre (Fig. 2 B). Such an internal structure is characteristic of zircons crystallized at a postmagmatic stage. The ages obtained for variety I are dominantly concordant ( $2756 \pm 16$  Ma), while those estimated for variety II are more discordant. It should be noted that both common and inverse discordances are observed. However, the age value, calculated from a discordia curve, also is about 2755 Ma. The timings of magmatic and postmagmatic stages in the evolution of charnockite intrusion ( $2756 \pm 16$  Ma) are indistinguishable.

Encrusting rims are observed on many zonal curves (Fig. 2), but their age was determined very incorrectly and cannot indicate the time of their formation.

The results of the isotopic dating of scarce zircon grains from the earliest (enderbite) and youngest (charnockite) rocks of the Notozero GEC show that the complex was formed in the time interval 2777-2756 Ma.

The work was supported by RFBR grant 11-05-00168-a.

## Литература – References

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с.
2. Король Н.Е. Чарнокитоиды Пажминской интрузии и их метаморфические преобразования // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. 1983. С. 64–92.
3. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Другова Г.М., Володичев О.И. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера Северо-Западного Беломорья, изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 593–622.
4. Glebovitsky V.A. The Early Precambrian of Russia. Harwood: Acad. Publ. 1997. 261 p.

## ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ ПСЕВДОФУНДАМЕНТ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Сомин М.Л.<sup>1</sup>, Конилов А.Н.<sup>2</sup>, Натанов Л.М.<sup>3</sup>, Белоусова Е.А.<sup>3</sup>, Камзолкин В.А.<sup>1</sup>, Докукина К.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИФЗ РАН, Москва, Россия, somin@ifz.ru

<sup>2</sup> ГИН РАН, Москва, Россия, konilov@iem.ac.ru

<sup>3</sup> GEMOC Center, Sidney, Australia, lnatapov@mq.edu.au

## THE HIGH-PRESSURE PSEUDOBASEMENT OF THE NORTHERN CAUCASUS FORE RANGE

Somin M.L.<sup>1</sup>, Konilov A.N.<sup>2</sup>, Natapov L.M.<sup>3</sup>, Belousova E.A.<sup>3</sup>, Kamzolkin V.A.<sup>1</sup>, Dokukina K.A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of the Earth Physics of the RAS, Moscow, Russia, somin@ifz.ru;

<sup>2</sup> Geological Institute of the RAS, Moscow, Russia, konilov@iem.ac.ru;

<sup>3</sup> Gemoc Center, Sidney, Australia, lnatapov@mq.edu.au

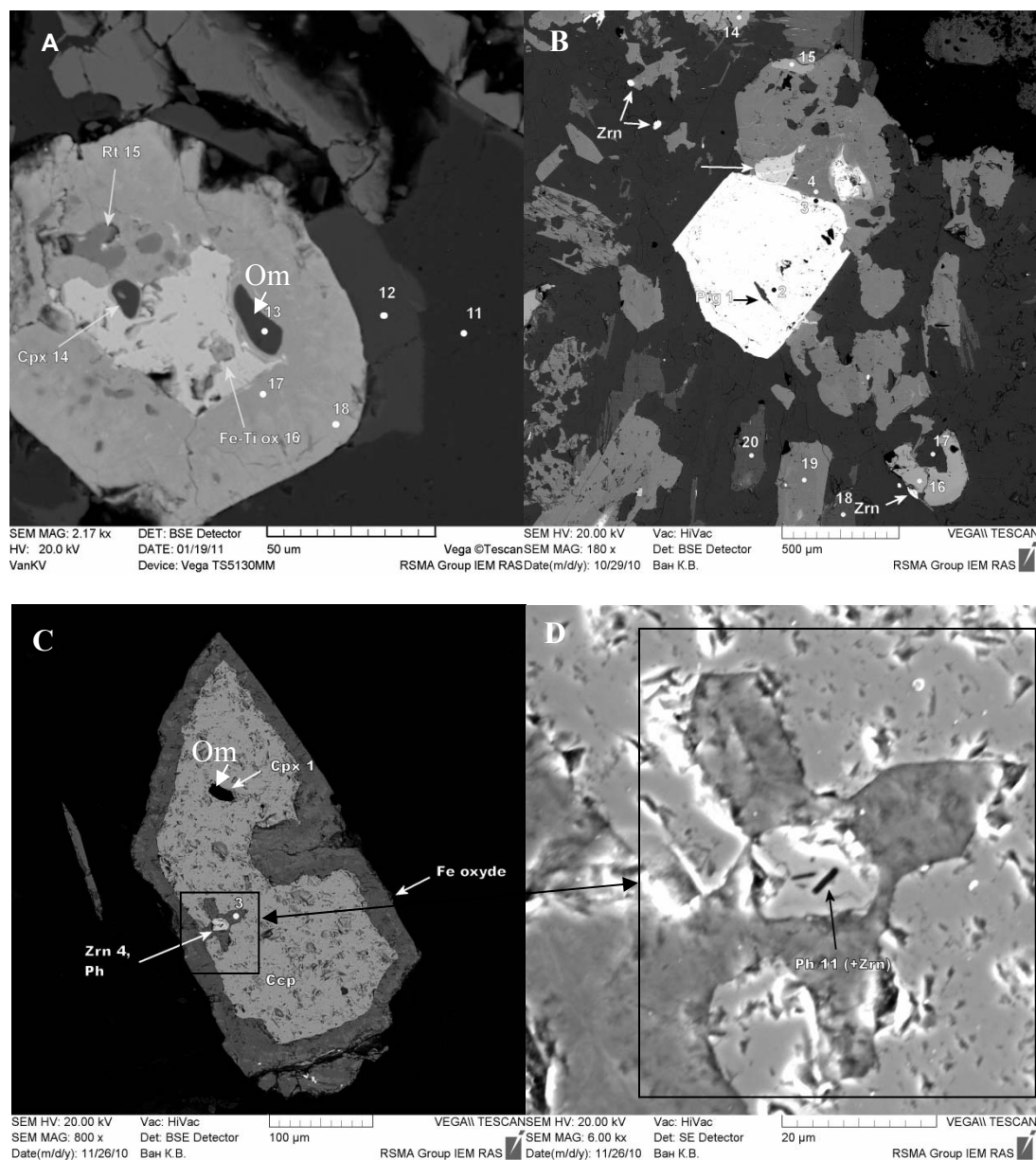
Блыбский метаморфический комплекс (БМК) расположен в видимом основании доальпийской зоны Передового хребта Северного Кавказа. Он структурно подстилает среднепалеозойский (S?-D<sub>1</sub>-C<sub>1</sub>) слабометаморфизованный вулканогенно-осадочный кизилкольский комплекс (КМК). Учитывая структурное положение и глубокий метаморфизм БМК, одни авторы воспринимают его как додевонский, предположительно протерозойский фундамент КМК, другие - как его глубокометаморфизованную инфраструктуру. Мы предполагаем, что БМК совмещен с КМК тектонически при крупно-амплитудных горизонтальных перемещениях, частично одновозрастен ему, не обнаруживает с КМК признаков геологических связей и поэтому может трактоваться как его тектоническая подложка, или псевдофундамент.

**Литология и метаморфизм.** В состав БМК входят метатоналиты (ортогнейсы), метагипербазиты, метавулканиды среднего состава, метабазиты и парагнейсы разного типа. Уже давно в составе комплекса Н.Ф. Татришвили и В.В. Плошко были обнаружены эклогиты, однако длительное время они рассматривались как экзотические включения в гипербазитах или в зонах надвигов. Данные Д.М. Шенгелиа, А.Л. Перчука и наши наблюдения показывают, что, по-видимому, для всего БМК, особенно в пределах его основного Блыбского выступа имеются свидетельства высокобарических условий метаморфизма (16-17 кбар и 650-700°C [2]). Эклогиты залегают согласно среди гнейсов или гранатовых амфиболитов, хотя изредка это блоки в серпентинитовом меланже. Белая слюда в гнейсах представлена фенгитом и равновесна с роговой обманкой [1]. В кислых гнейсах нами обнаружен пирит, содержащий реликтовые минералы эклогитовой фации (рис. 1А - D): омфацит (Jd до 63 мол. %), псевдобрукит, фенгит и рутил; в метапелитах фенгит ассоциирует с гранатом и кианитом [1]; давления для гранатовых амфиболитов не ниже 8 кбар. Оценка РТ-параметров по реликтам омфацита (рис. 1А) – 13 кбар при 600°C. Состав КМК иной - это измененные базальты, реже риолиты, туфы андезитового состава, внутриформационные туфоконгломераты, известняки фамена – турне в верхней части разреза; редки тела монцодиоритов, плагиигранитов, гранофиов. Обильны реликты исходных магматических структур и минералов; метаморфизм определяется как низкобарический зеленосланцевый. Фиксируется резкое изменение литологического состава и типа метаморфизма на контакте БМК и КМК; сам контакт срезает разные стратиграфические уровни КМК, маркирован бластомилонитами по ортогнейсам БМК. При этом в БМК нет даек, которые можно было бы рассматривать в качестве подводящих каналов вулкаников КМК; в последнем нет и признаков размыва какого-либо кристаллического фундамента. Метаморфическая эволюция БМК включала три стадии: 1) эклогитовую – обстановка максимальных давлений с прогрессивным типом зональности в гранатах [1, 2]; 2) «декомпрессионную» повышенного давления (Р=9 кбар), отвечающую началу эксгумации; для нее характерен метаморфизм эпидот – амфиболитовой фации и формирование гранатовых амфиболитов (Mu+Ab+Phn+Gr+Amf); 3) стадию диафтореза в условиях зеленосланцевой фации. БМК в пределах Блыбского выступа в целом интерпретируется как высокобарический субкогерентный комплекс. Условия метаморфизма в соседних Бескесском и Сахрайском выступах еще не определены.

**Геохимия.** Составы метаморфических пород, в первую очередь ортогнейсов, указывают на смешанное корово-мантийное происхождение при доминирующей роли мантийной составляющей (данные Г.С. Закариадзе и авторов). Степень энсиматичности БМК намного выше, чем у смежных метаморфических комплексов Главного хребта.

**Геохронология.** К-Аг датирование белых слюд из ортогнейсов БМК Блыбского выступа дало пики возрастов около 320 и 360 млн. лет (данные И.С. Красивской и авторов). Lu-Hf и Ar-Ag датирование минералов из эклогитов выявило значения возраста 320-303 млн. лет [2]. Возраст протолитов ортопород определялся по магматическим цирконам. U-Pb возраст цирконов (TIMS) из метаплагиигранитов определен в 323 млн. лет (что почти идентично их К-Аг возрасту), из габбро-амфиболитов- 400 млн. лет. SHRIMP II U-Pb- возраст протолита БМК оценивался по цирконам из ортогнейсов и составил 350-400 млн. лет (А. Кренер и В. Родионов), из метааплитов Даховского мас-

сива - 353 млн. лет, из ортогнейсов Бескесского выступа- 388 млн. лет. (А. Кренер). Детритовые цирконы (n=20) из Gr-Phn-Amf сланцев показали три группы возрастов (1) 2471-1500, (2) 653-499 и (3) около 374 млн. лет. Близкие значения возраста получены методом LA-ICP-MS по 50 детритовым цирконам из фенгит-гранатовых сланцев БМК, при этом в группе (2) выявлены зерна, датированные на уровне 470-446 млн. лет (средний и поздний ордовик). Эта группа значений в совокупности с результатами датирования магматических цирконов подтверждает вывод о PZ2 (D1- C1) возрасте протолитов БМК. Датировки группы (3), очевидно, отражают воздействие на цирконы достаточно высокотемпературных метаморфических процессов в конце среднего палеозоя. Действительно, для многих цирконов этой группы характерна низкая величина отношения Th/U.



**Рис.1.** Микрозондовые фотографии зерен пирита, частично замещенных оксидами железа, с включениями минералов HP ассоциации: А - балка Хацавита; В – р. Уруштен; С, D –р. М. Лаба.

**Fig. 1.** Photomicrographs of pyrite grains partially replaced by Fe-oxides, with inclusions of minerals HP association: A- Hatsavita creek; B – Urushten river; C, D- M. Laba river.



Таким образом, БМК по меньшей мере частично одновозрастен КМК и, следовательно, совмещен с ним тектонически, а поскольку он его структурно подстилает, то может быть назван ложным фундаментом (псевдофундаментом) КМК. Термин предлагается для обозначения комплексов, чей состав отвечает представлению о кристаллическом субстрате, но которые в силу их геологического возраста не могут иметь с вышележащими толщами стратиграфических соотношений. Метаморфические процессы в блыбском комплексе завершились не к началу накопления «чехольного» кизилкольского комплекса, а во время его формирования или после завершения этого процесса. В современной структуре выходы БМК составляют тектонические окна в аллохтонных массах кизилкольского и вышележащих офиолитового и ацгаринского покровов. На востоке Передового хребта роль псевдофундамента по отношению к осадочно-вулканогенным толщам среднего палеозоя играет уже LP-НТ комплекс Главного хребта [3].

Блыбский комплекс - не единственный пример псевдофундамента. В такой же тектонической позиции находятся, например, метаморфический комплекс южной Камчатки и, вероятно, высокобарические гранулиты Богемского массива. Выявление комплексов псевдофундамента существенно изменяет наши представления о структуре складчатых систем.

Blyb metamorphic complex (BMC) is located in the visible base of a pre-Alpine Fore Range zone of the Northern Caucasus. Structurally it underlie Middle-Paleozoic (S<sup>2</sup>-D1-C1) low-grade metamorphosed volcanogenic-sedimentary Kyzylkol complex (KMC). Taking into account a structural situation and high-grade metamorphism of BMC, one authors considered it as pre-Devonian, presumably Proterozoic basement of KMC, whereas the others as its highly metamorphosed infrastructure. We assume that BMC is tectonically juxtaposed with KMC at high-amplitude horizontal moving has not with KMC any attributes of geological relationships and can be treated as its pseudobasement.

*Lithology and metamorphism.* The BMC is composed by metatonalites (orthogneisses), metahyperbasites and metabasites, dacite metavolcanics and paragneisses of different types. A long time ago in the rock assemblage of BMC eclogites were discovered by Tatrishvili and Ploshko however they were considered as exotic inclusions in serpentinite or in zones of thrusts. The data of Shengelia and Perchuk and our observations show, that, apparently, for the whole BMC, especially in limits of Blyb salient there are the evidences of high-pressure conditions of metamorphism (16-17 kb and 650-700°C [2]). Eclogitic enclaves lie concordantly among gneisses or garnet amphibolites, though occasionally they are blocks in serpentinite melange. The white mica in gneisses is presented by phengite and it is in equilibrium with a hornblende [1]. In the mica of gneisses we found pyrite, containing relictic minerals of eclogitic facies (Fig. 1A-D): omphacite (Jd up to 63 mole %), pseudobrookite, phengite, paragonite and rutile; in metapelites the phengite associates with garnet and kyanite [1]; the pressure for garnet amphibolites is not less than 8 kb. An estimation of PT-parameters on relicts of omphacite (Fig. 1A) is 13 kb at 600°C.

The composition of KMC is another, it is altered basalts, less often rhyolites, andesitic tuffs, limestones of Famennian - Turonian at the upper part of a section; rare bodies of monzodiorites, plagiogranites, granophyres. Relicts of initial magmatic structures and minerals are abundant; the metamorphism is determined as low-pressure greenschist facies.

Sharp change of lithological composition and of metamorphism at contact of BMC and KMC is fixed; contact crosscuts different stratigraphic levels of KMC and is marked by blastomylonites in BMC orthogneisses. In addition, in the BMC the dykes, which could be considered as possible channels of the KMC volcanics, are not discovered; very important is also complete absence of any products of erosion of metamorphic rocks in the KMC.

The metamorphic evolution of BMC included three stages: 1) eclogitic - setting of the maximum pressures together with progressive type of zoning in garnets [1, 2]; 2) decompressional stage of decreased pressure corresponding to the beginning of exhumation; metamorphism at epidote-amphibolite facies conditions (P=9 kb) and formation of garnet amphibolites (Ab + Phn + Grt + Amph); 3) stage of a diaphoresis at conditions of greenschist facies. The BMC in limits of Blyb salient is interpreted as whole as high-pressure subcoherent complex. The conditions of metamorphism in close Beskes and Sakhray salients are not yet determined.

*Geochemistry.* Compositions of metamorphic rocks, of orthogneisses in the first instance, are specified by mixed crustal-mantle origin at a dominant role of the mantle source (unpublished data of G.S. Zakariadze and authors). Here is a great contrast with typical ensialic complexes of the Main Caucasian Range zone.

*Geochronology.* K-Ar dating of white mica from orthogneisses of Blyb window has given peaks of ages about 320 and 360 Ma (data of Krasivskaya and authors). Lu-Hf and Ar-Ar dating of minerals from eclogites has revealed value of 320-303 Ma [2]. The age of protoliths of igneous rocks was determined on magmatic zircons. U/Pb age of

zircon (ID TIMS) from metaplagiogranite is 323 Ma (that almost is identical to K-Ar age), and from gabbroic amphibolite 400 Ma. SHRIMP II U/Pb ages of BMC protolith was estimated in zircons from orthogneisses and yielded 350-400 Ma (A. Kroener and V. Rodionov); from metaaprites of Dakhov massif 353 Ma, and from orthogneiss of Beskes salient 388 Ma. (A. Kroener).

The detrital zircons ( $n=20$ ) from Grt-Ph-Amph schist have shown three groups of ages: (1) 2471-1500, (2) 653-499 and (3) about 374 Ma. The close values are obtained by LAM-ICP-MS on 50 detrital zircons from phengite-garnet schist of BMC; in this dating set the second population show ages of 470-446 Ma (Middle and Late Ordovician). This group of values and the results of magmatic zircons dating confirm a conclusion about Middle Paleozoic (D1- C1) age of BMC protoliths. Dating of group 3, obviously, reflect influence on zircons of rather high-temperature metamorphic event at the end of middle Paleozoic. Indeed, for many zircons of this group a low value of Th/U ratio is characteristic.

Thus, the BMC at least partially has the same age as the KMC, but structurally underlies it and, hence, can be named by the false basement (pseudobasement) of the KMC.

*Discussion.* The term "pseudobasement" is offered for designation of complexes whose compositions respond to crystalline substratum, but which by virtue of their geological age cannot have with upper sequences normal stratigraphic relations. The metamorphic processes in the Blyb complex were finished not to the beginning of accumulation of Kyzykolk "cover", but during or after its formation. In modern structure the exposures of BMC form tectonic windows in allochthonous masses of the Kyzykolk complex and in overlain nappes. In the eastern Fore Range the role of pseudobasement in relation to Middle Paleozoic volcanogenic-sedimentary sequences plays different, namely LP-HT complex of the Main Range [3]. The Blyb complex is not unique example of pseudobasement. In the same tectonic position there are, for example, metamorphic complex of southern Kamchatka and, probably, the high-pressure granulites of Bohemian massif. Revealing of pseudobasement complexes y changes our views about structure of folded systems.

#### Литература – References

1. Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско – палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М., Научный мир. 2005. 458с.
2. Перчук А.Л. Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов. Автореф. дисс. доктора геол-мин. наук. М., 2003. 48с.
3. Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я., Смутьская А.И. Чучкурские ксенолиты и проблема тектонического положения средне-палеозойских осадочно-вулканогенных серий Передового хребта Северного Кавказа // Докл. РАН, 2009, т.428, №7, С 1097-1099.

### ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫЕ ДАЙКИ НИЗКО-ТИ ТОЛЕИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТНАЯ ПОЗИЦИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ

Степанова А.В., Степанов В.С.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, stepanov@krc.karelia.ru

### ECLOGITISED LOW-TI THOLEIITIC MAFIC DYKES OF THE BELOMORIAN MOBILE BELT: AGE AND TECTONIC SETTING

Stepanova A.V., Stepanov V.S.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, stepanov@krc.karelia.ru

Беломорский подвижный пояс (БПП) – полициклическая структура, формирование магматических и метаморфических комплексов которой происходило на протяжении архея и палеопротерозоя. При такой сложной и длительной истории распознавание отдельных магматических или метаморфических событий затруднено и вызывает оживленную полемику. Одной из наиболее остро обсуждаемых в последние годы является проблема времени и тектонических режимов формирования высокобарных (эклогитовых и эклогитоподобных) парагенезисов в архейских и палеопротерозойских породах Беломорского подвижного пояса. Дайки эклогитизированных габбро, установленные в составе Гридинского [1] и Красногубского [2] дайковых полей





являются ключом к решению многих спорных вопросов, так как это наиболее молодые образования БПП, в которых установлены высокобарные минеральные ассоциации. Оценка возрастной и тектонической позиции этих даек являлась предметом наших исследований.

Дайки эклогитизированных габбро секут дайки оливиновых габброноритов возраста 2.389 млрд. лет [3], что определяет время их формирования как более позднее, чем 2.4 млрд. лет.

Морфология тел - яркая особенность даек эклогитизированных габбро, которая детально рассмотрена в наших и ряде других публикаций [1, 2]. Дайки эклогитизированных габбро формируют узкие рои, состоящие из серии кулисообразных тел секущих по отношению к структурам вмещающих пород. Для крупных тел характерны волнообразные контакты, отрыв апофиз, будинаж-структуры начальной стадии, а мелкие часто зигзагообразны. В экзоконтактах даек, вне зависимости от их мощности, во вмещающих гнейсах фиксируется новообразованная гнейсовидность, конформная границам даек. Эти особенности, в сочетании с интенсивным расщеплением габброноритов на контактах с эклогитизированными габбро, указывают на существенную роль сдвиговой компоненты на заключительном этапе их формирования.

В отличие от других интрузивных мафических комплексов БПП, дайки эклогитизированных габброидов не сохраняют магматических структур и минералов, в них также отсутствуют коронарные структуры, столь характерные для друзитов БПП. Дайки эклогитизированных габбро сложены массивными мелко- или среднезернистыми Pl-Grt-CPx±Amf±Qu ортопородами. CPx и Grt существенно преобладают, составляя более 50 % объема породы. Ранний CPx (Jd<sub>21-30</sub>) образует довольно однородные по строению зерна, а поздний CPx (Jd<sub>8</sub>) формирует симплектитовые срастания с кислым плагиоклазом. На ретроградном этапе метаморфических преобразований формируется амфибол, составляющий 5-25 %. Характерно присутствие 14-20 % плагиоклаза (An<sub>21-24</sub>), до 1-3 % кварца. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом. Минералого-петрографические особенности эклогитизированных габбро, РТ-условия формирования высокобарных парагенезисов, детально рассмотрены в ряде публикаций и оцениваются в  $T=700\pm 45^\circ\text{C}$  и  $P=10.5\pm 0.5$  кбар [1, 2 и др.].

По содержанию петрогенных элементов дайки эклогитизированных габбро отвечают базитам толеитовой серии с пониженным содержанием  $\text{TiO}_2$  (0.9-1.2 %). Отличительной особенностью является субхондритовое распределение редкоземельных элементов ( $(\text{La}/\text{Sm})_N = 0.94-1.13$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 0.78-1.1$ ) и положительные аномалии Nb ( $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 1.10-1.24$ ). В целом геохимические особенности эклогитизированных габбро принципиально отличают их от других палеопротерозойских мафических комплексов БПП (в том числе и от близких по относительному возрасту Fe-Ti габброидов комплекса коронитовых габбро). Для этих габброидов характерно присущее внутриконтинентальным мафическим комплексам обогащение LIL-элементами, дифференцированный характер распределения REE и деплетированность высокочargedными элементами.

Несмотря на необычные для внутриплитных базитов геохимические характеристики, эклогитизированные габбро имеют аналоги как в других частях БПП, так и в Карельском кратоне. В БПП геохимические аналоги эклогитизированных габбро представлены дайками низко-Ti толеитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, которые секут раннепалеопротерозойские (?) габбро-анортозиты на о. Илейки, в северной части пояса и прорывают сумийские габбронориты Кийостровского массива в южной части БПП. В Карельском кратоне геохимические аналоги эклогитизированных габбро, представленные слабо метаморфизованными низко-Ti толеитовыми базальтами и дайками ятулийского возраста, установлены в Восточно-, Централно- и Западно-Карельском террейнах [4].

По результатам петрогенетических реконструкций в Карельском кратоне [4], низко-Ti толеитовые расплавы могли формироваться при плавлении деплетированного мантийного источника в равновесии с безгранатовым реститом, т.е. на глубинах < 80 км, и с минимальной контаминацией кислым коровым материалом. Такие условия магмогенерации и быстрый подъем базальтовых расплавов в верхние горизонты коры могли быть реализованы при декомпрессионном плавлении астеносферного источника вследствие резкого утонения перекрывающей литосферы.

В слабо эродированных комплексах Карельского кратона сопряженный с этим тектоническим режимом процесс растяжения коры приводил к хрупким деформациям в верхней ее части и формированию мафических даек по трещинам отрыва. На более глубоких уровнях коры, выведенных на поверхность в БПП, в условиях хрупкопластических деформаций, растяжение могло быть реализовано в сочетании со сдвиговой компонентой [5], на что указывает морфология даек низко-Ti толеитов в БПП. Внедрение и кристаллизация базальтового расплава в такие сдвиговые зоны, возможно, могло обеспечивать избыточное по сравнению с литостатическим давление и формирование эклогитовых минеральных ассоциаций в объеме даек и в зонах их экзоконтактов.

Таким образом, изученные дайки эклогитизированных габбро БПП представляют часть обширного ареала среднепалеопротерозойского внутриплитного магматизма, который обладал специфическими петрогеохимическими особенностями и, возможно, был связан с единым этапом тектоно-магматической активности, охватывавшем территорию ЮВ части Фенноскандинавского щита.

## Литература - References

1. Travin V.V. and Kozlova N. E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // *Petrology*. 2009. Vol. 17. No. 7. P. 684–706.
2. Козловский В.М., Аранович Л.Я. Петрология и термобарометрия экологитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // *Петрология*. 2010 Т. 18. № 1. С. 29-52.
3. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских экологитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // Доклады РАН. 2011. том 437. № 2. С. 1–5.
4. Степанова А.В., Самсонов А.В., Шаповалов Ю.Б., Степанов В.С. Низко-Ti толеиты MORB-типа как индикатор расseyянного спрединга неархейской коры Карельской провинции в среднем палеопротерозое // Современное состояние наук о земле. Материалы международной конференции памяти В.Е. Хаина. Москва. 2011. С. 1784-1787.
5. Harris, L.B., Koyi, H.A., Fossen, H. Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings // *Earth-Science Reviews* 2002. V. 59. P. 163–210.

**БЛОКИ ГРАНУЛИТОВ СТАНОВОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА –  
РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ЗОЛОТА АЛДАНО-СТАНОВОЙ ПРОВИНЦИИ***Стогний Г.А.*

КГУ, Краснодар, Россия, stogny@newmail.ru

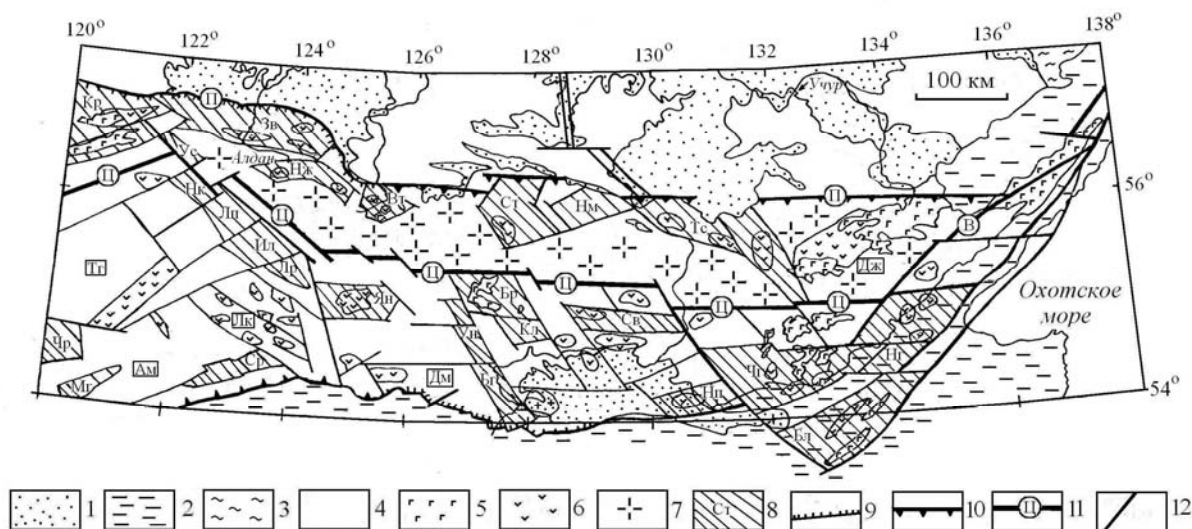
**THE GRANULITE BLOCKS OF THE STANOVY OROGENIC BELT – GOLD ORE-  
CONTROL STRUCTURES OF THE ALDAN-STANOVY PROVINCE***Stogny G.A.*

Kuban state university, Krasnodar, Russia, stogny@newmail.ru

Основным поисковым критерием золоторудных объектов Алдано-Станового щита являлось наличие мезозойских щелочных массивов. В настоящее время районы проявления мезозойского щелочного магматизма Алдано-Станового щита довольно хорошо изучены и вероятность выявления в их пределах новых, крупных золоторудных объектов невелика [5]. При выявлении региональных закономерностей и рудоконтролирующих структур золотого оруденения Станового орогенного пояса Алдано-Станового щита был заложен принцип комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов в сопоставлении с картами полезных ископаемых и полученными результатами детальных работ в пределах Верхнеунгринского и Верхнетимптонского золотоносных районов. Перспективы расширения ресурсного потенциала Алдано-Становой золоторудной провинции нами связываются в первую очередь с разработкой прогнозных геолого-геофизических моделей рудоконтролирующих структур и, на их основе, выделение новых потенциально перспективных рудных узлов и районов.

Структура Станового мезозойского орогена определяется субширотными Каларо-Джугджурским и Ларбинско-Чогарским поясами блоков гранулитов, сложенных зверевско-чогарским комплексом архея среди пород станового комплекса и мезозойских гранитоидов [3, 4] Каларо-Джугджурский и Ларбинско-Чогарский пояса гранулитов разделены Апсакан-Лантарской зоной разуплотнения, сформированной в зоне Каларо-Чогарской сутуры, к которой также приурочены массивы мезозойских гранитоидов Станового орогена. Расположенный в юго-западной части Станового орогена Могоча-Урушанский пояс включает ряд мелких блоков гранулитов. Длительные поиски коренных крупных месторождений золота в пределах Верхнетимптонского, Дамбукинского, Сутамского, Чогарского и др. гранулитовых блоков с богатыми россыпями золота Становой металлогенической области не увенчались успехом. В контурах блоков гранулитов известны многочисленные рудопроявления и точки минерализации с ураганым (до 50 г/т) содержанием золота. Основным источником золота россыпей Сутамского района по данным В.С. Когена [2] являются кварц-пирит-пирротиновые и кварц-карбонат-полисульфидные жилы в раннедокембрийских породах. Е.А. Алекторова и Л.Я. Шмураева [1] предполагают, что источником россыпей Дамбукинского района явились обогащенные золотом раннедокембрийские породы камрайской свиты. В распределении известных золоторудных месторождений Станового орогена по отношению к рудоконтролирующим региональным структурам можно отметить следующую зональность: месторождения Лебяжье, Скалистое, Бамское, Колчеданное Утёс и Авлаяканское приурочены к Апсакан-Лантарской области разуплотнения земной коры, на поверхности выраженной массивами мезозойских гранитоидов Станового пояса. Е.В. Ялынычев [6] подчёркивает отсутствие зависимости в размещении золото-

рудных узлов центральной части Становой металлогенической области от проявлений широко развитого здесь мезозойского кислого магматизма, а единичные мелкие россыпи среди массивов мезозойских гранитоидов он связывает с крупными зонами трещиноватости.



**Рис.** «Схема рудоконтролирующих структур золота Станового орогенного пояса»

1-3 – осадочные отложения: 1 – Сибирской платформы; 2 – Охотско-Чукотского, Удско-Станового и Монголо-Охотского поясов; 3 – Верхояно-Колымской орогенной области; 4 – раннедокембрийские метаморфические образования Алдано-Станового щита; 5 – массивы анортозитов, габбро-анортозитов; 6 – нескрытые массивы метабазитов, габбро-анортозитов, выделенные в контурах локальных гравитационных максимумов; 7 – Апсакан-Лантарская область разуплотнения земной коры, выделенная в контурах регионального гравитационного минимума; 8 – блоки гранулитов, выделенные по положительным гравитационным аномалиям; 9 – краевые надвиги Станового пояса по геологическим данным (П – Предстановая система надвигов); 10 – надвиги, выделенные по гравитационным ступеням; 11 – глубинные разломы, выраженные в гравитационном поле зонами повышенных горизонтальных градиентов большой протяжённости: Ц – Центральностановой, В – Восточностановой; 12 – разломы, выраженные в гравитационном поле зонами повышенных горизонтальных градиентов либо торцовым сочленением аномалий. Блоки гранулитов: Каларо-Джугджурского пояса (Кр – Курультинский, Зв – Зверевский, Ус – Устьнюкжинский, Нж – Нижнеларбинский, Вт – Верхнетимптонский, Ст – Сутамский, Нм – Нуямский, Тс – Туксанийский); Ларбинско-Чогарского пояса (Нк – Нюкжинский, Лп – Лопчинский, Ил – Иличиканский, Лр – Ларбинский, Ян – Янканский, Ун – Унахинский, Бг – Беговой, Кл – Клепиковский, Бр – Брятинский, Св – Сивакано-Токский, Нп – Непский, Чг – Чогарский, Нг – Нюгалинский, Бл – Баладекский); Могоча-Урушанского пояса (Чр – Черемной, Мг – Могочинский, Ср – Сергачанский). Буквами обозначены блоки II порядка Станового орогена: Ам – Амазарский, Тг – Тунгирский, Лк – Лукиндинский, Дм – Дамбукинский, Дг – Джугджурский

**Fig.** Scheme of the gold ore-control structures of the Stanovoy orogenic belt

1-3 – sedimentary rocks: 1 – Siberian platform; 2 – Okhotsk- Chukotka, Mongol-Okhotsk belts; 3 – Verkhoyansk-Kolyma orogenic region; 4 – Early Precambrian metamorphic rocks of the Aldan- Stanovoy shield; 5 – massifs of anorthosites and gabbro-anorthosites; 6 – buried massifs of metabasites which are reflected in the gravity field as positive local Bouguer anomalies; 7 – Apsakan-Lantarsky region of low density Earth's crust, recognized as negative regional Bouguer anomaly; 8 – blocks of granulites which are reflected in the gravity field as positive local Bouguer anomalies; 9 – the outskirts slips of the Stanovoy belt according geological dates (P – Predstanovoy system of slips); 10 – slips recognized as zones of anomalous horizontal gradient gravity field; 11 – deep thrusts recognized as zones of anomalous horizontal gradient gravity field (C – Centralnostanovoy, V – Vostochnostanovoy); 12 – thrusts recognized as zones of anomalous horizontal gradient gravity field or displacement of gravity anomalous. Granulite blocks: Kalar-Djugdjur belt (Kr – Kurultinsky, Zv – Zverevsky, Us – Ustniukdjinsky, Nj – Nidjnelarbinsky, Vt – Verkhnetimptonsky, St – Sutamsky, Nm – Nuyamsky, Ts – Tuksaniysky); Larba-Chogar belt (Nk – Niukdjinsky, Lp – Lopchinsky, Ic – Ilichikansky, Lr – Larbinsky, Ya – Yankansky, Un – Unakhinsky, Bg – Begovoy, Kl – Klepikovsky, Br – Briantinsky, Sv – Sivakano-Toksky, Np – Nepsky, Ch – Chogarsky, Ng – Niugalinsky, Bl – Baladecksky); Mogocho-Uruchan belt (Cr – Cheremnoy, Mg – Mogochinsky, Sr – Sergachansky). Blocks of the II level of the Stanovoy orogen: Am – Amazarsky, Tg – Tungirsky, Lk – Lukindinsky, Dm – Dambukinsky, Dg – Djugdjursky.

Практически все известные богатые россыпные районы расположены по северному и южному флангам Станового пояса, что, по нашему мнению [3], связано, в первую очередь, с процессами формирования его транспрессионной структуры в условиях мезозойского коллизионного взаимодействия Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов. При выдвигании гранулитовые блоки северного и южного флангов испытали максимальную тектоническую переработку, диафторез и метасоматоз, что привело как к высвобождению золота, так и к перераспределению золота метабазитовых комплексов и формирова-

нию золото-кварцевых и золото-пирит-пирротиновых жил. По нашему мнению, для формирования крупных рудных месторождений в блоках гранулитов не было создано соответствующих условий: при выдвигании гранулитов в условиях коллизии процесс не сопровождался длительной переработкой гидротермальными растворами субстрата (типа гранитоидного купола) и, кроме того, отсутствовали покровы в виде платформенного чехла. Перспективы обнаружения золотого оруденения в Становой металлогенической области связываются, прежде всего, с нескрытыми блоками высокобарических гранулитов, оконтуривание которых возможно на основе геофизических критериев. Так, хорошо изученные блоки высокобарических гранулитов (Сутамский, Верхнетимптонский, Зверевский и т.д.) в гравитационном поле отражаются максимумами амплитуды до 15 мГал.

С учётом вышесказанного разработана «Схема рудоконтролирующих структур золота Станового орогена», представленная на рисунке. Металлогеническое районирование Станового орогена представляется в виде Каларо-Джугджурской, Апсакан-Лантарской и Ларбинско-Чогарской субширотных золотоносных зон, протягивающихся практически через весь пояс, и Могочинской зоны, объединяющей золоторудные объекты его юго-западной части.

The occurrence of Mesozoic alkaline massifs was a major criterion for prospecting of gold ore units in the Aldan-Stanovoy Shield. Areas subjected to Mesozoic alkaline magmatism in the Aldan-Stanovoy Shield have been studied thoroughly, and new large gold ore bodies are unlikely to be discovered there [5]. Upon recognition of the regional pattern and ore-controlling structures of gold mineralization in the Stanovoy orogenic belt in the Aldan-Stanovoy Shield, available geological and geophysical data were interpreted by comparing them with maps of useful minerals and the results of the detailed study of the Verkhneungriysky and Verkhnetimptonsky gold provinces. The author presumes that the ore resources of the Aldan-Stanovoy gold province could be increased by developing geological-geophysical prediction models of ore-controlling structures and using them to discover new potential ore zones and provinces.

The structure of the Mesozoic Stanovoy orogen depends on the near-E-W-trending Kalaro-Dzhugdzhursky and Larbinsko-Chogarsky belts of granulite blocks formed of the Archaean Zverevsko-Chogarsky complex among Stanovoy rocks and Mesozoic granitoids [3, 4]. The Kalaro-Dzhugdzhursky and Larbinsko-Chogarsky granulite belts are separated by the Apsakan-Lantarskaya decompaction zone formed in the Kalaro-Chogarskaya suture zone, to which the Mesozoic granitoids of the Stanovoy orogen are also confined. The Mogocha-Urushansky belt, located in the southwestern Stanovoy orogen, comprises a series of small granulite blocks. Long-term prospecting of large bedrock gold deposits in the Verkhnetimptonsky, Dambukinsky, Sutamsky, Chogarsky and other granulite blocks in the Stanovoy metallogenic province, which has big placer gold deposits, were not successful. The granulite blocks are known to host many ore occurrences and mineralization points with anomalously high (up to 50 g/t) gold concentrations. Quartz-pyrite-pyrrhotite and quartz-carbonate-polysulphide veins in Early Precambrian rocks are a major source of placer gold in the Sutamsky area, as shown by V.S. Kogen [2]. E.A. Alektorova and L.Y. Shmuraeva [1] assume that Early Precambrian Kamraiskaya-suite gold-enriched rocks were a source of placers in the Dambukinsky area. The distribution of known gold deposits in the Stanovoy orogen relative to regional ore-controlling structures shows the following zonation: the Ledianoye, Skalistoye, Bamskoye, Kolchedanny Utyos and Avlayakanskoye deposits are confined to the Apsakan-Lantarskaya earth crust decompaction area with Mesozoic granitoid massifs of the Stanovoy belt on the surface. E.V. Yalynychev [6] emphasizes the absence of the dependence of the distribution of gold ore zones in the central Stanovoy metallogenic province on widespread Mesozoic felsic magmatism. He attributes small scarce placers among Mesozoic granitoids to extensive fracturing zones.

Practically all known high-grade placer provinces are located at the northern and southern flanks of the Stanovoy belt. This, in the author's opinion [3], is primarily due to the formation of its transpression structure affected by the collisional interaction of the North Asian and Sino-Korean Cratons in Mesozoic time. Upon protrusion, the granulite blocks at the northern and southern flanks suffered maximum tectonic reworking, diaphoresis and metasomatism. As a result, gold was released, gold from metabasic complexes was redistributed and gold-quartz and gold-pyrite-pyrrhotite veins were formed. The author believes that conditions, conducive to the formation of large ore deposits in granulite blocks, were not created: upon protrusion of granulites during collision, the process was not accompanied by prolonged reworking by hydrothermal substrate solutions (granite-gneiss dome type) and caps in the form of platform cover were absent. Gold mineralization in the Stanovoy metallogenic province is most likely to be discovered in unstripped high-pressure granulite blocks, which can be delineated using geophysical criteria. For example, the well-studied Sutamsky, Verkhnetimptonsky, Zverevsky and other high-pressure granulite blocks are reflected by maximum amplitudes of up to 15 mGal in the gravity field.



In view of the above, a scheme of gold ore-controlling structures of the Stanovoy orogen, shown in the Figure, was developed. The metallogenic zoning of the Stanovoy orogen is understood as the Kalaro-Dzhugdzhurskaya, Arsan-Lantarskaya and Larbinsko-Chogarskaya areas near-E-W auriferous zones, which extend across the entire belt, and the Mogochinskaya zone which combines gold ore bodies in its southwestern sector.

#### Литература – References

1. Алекторова Е.А., Шмураева Л.Я. Проблемы коренной докембрийской золотоносности Дамбукинского блока Алдано-Станового щита // Доклады Академии наук. С-Петербург: ИГД РАН. 1997. С. 3.
2. Коген В.С. Золотое оруденение Сутамского узла (Становой хребет) // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Наука: Сибирское отделение. Новосибирск, 1976. С. 107-111.
3. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 151 с.
4. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2005. 174 с.
5. Уютов В.И., Чернов С.А. Минерализация золота и перспективы обнаружения дорифейских месторождений на Алданском щите // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан. 2001. Т. 2. С. 114-116.
6. Ялынычев Е.В. Особенности размещения золотого оруденения в центральной части Становой зоны // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 19-24.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И РТ - УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ОСНОВНЫХ ГРАНУЛИТОВ АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Сухоруков В.П.<sup>1,2</sup>, Чанышев А.Д.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, svp@uiggm.nsc.ru

<sup>2</sup> НГУ, Новосибирск, Россия

### MINERAL COMPOSITION AND PT –CONDITIONS OF METAMORPHISM OF ANGARA-KAN BASIC GRANULITES (ENISEY RIDGE)

Sukhorukov V.P.<sup>1,2</sup>, Chanyshev A.D.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, svp@uiggm.nsc.ru

<sup>2</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Ангаро-Канский блок расположен в южной части Енисейского кряжа и состоит из канского гранулит-гнейсового комплекса и менее метаморфизованных енисейского и юкеевского комплексов. Возраст гранулитового метаморфизма оценивается около 1,9 млрд. лет. [1]. В составе канского комплекса выделяются две породные ассоциации. Первая состоит из гранат-ортопироксен-плаггиоклазовых и гранат-двупироксеновых гранулитов, протолитами которых, вероятно, являются магматические породы основного и среднего состава. Вторую ассоциацию составляют существенно метаосадочные породы, представленные гиперстен-биотитовыми, гранат-кордиерит-силлиманитовыми, ортопироксен-биотит-кордиеритовыми гнейсами. Максимальные РТ - оценки метаморфизма гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов составляют 795°C и 6 кбар, для ассоциации ортопироксена с силлиманитом из высокоглиноземистых гнейсов РТ условия оцениваются около 900°C и 8 кбар [2].

Минеральные ассоциации основных гранулитов представлены  $Orx+Cpx+Grt+Pl+Qtz+Ilm$  и  $Orx+Cpx+Nbl+Grt+Pl+Qtz+Ilm$ . Для гранат-двупироксеновых гранулитов характерно образование кайм граната вокруг орто- и клинопироксена. К этим каймам часто приурочен кварц, а в самом гранате встречаются мирмекитоподобные вросстки ильменита. Амфиболсодержащие гранулиты характеризуются гранобластовой равномернозернистой структурой и не содержат подобных коронитов. Железистость клинопироксена составляет 27-38 %, содержание жадеитового компонента 0,03, железистость ортопироксена 46-48 %. Гранат имеет состав  $Alm_{0,60-0,63}Ru_{0,18-0,15}Grss_{0,18-0,19}Spss_{0,01}$ , плаггиоклаз содержит 50-35 % анортитового компонента. В породах, содержащих коронитовые структуры, отмечается повышение железистости граната и ортопироксена и снижение железистости клинопироксена по направлению от центра к краю зерна. У плаггиоклаза наблюдается резкое снижение содержания анортитового компонента (до

18 %) в краевой части зерен. Изменение железистости минералов в краевых частях зерен может быть связано с обменом Fe и Mg на регрессивной стадии метаморфизма, что подтверждается экспериментальными данными по составу сосуществующих пироксенов и граната [3, 4]. Резкое снижение анортитового компонента в плагиоклазе является, по-видимому, следствием минеральной реакции с образованием граната. Таким образом, соответствующая минеральная реакция может быть записана в общем виде как:  $\text{Opx} + \text{Pl}_{50} \rightarrow \text{Grt} + \text{Qtz} + \text{Cpx} + \text{Ilm} + \text{Pl}_{32}$ .

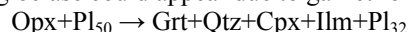
Согласно экспериментальным данным [5], линия этой реакции имеет крутой наклон к оси давлений, т.е. реакция может протекать на стадии повышения давления.

РТ – оценки метаморфизма, полученные с использованием минералогических геотермометров и геобарометров для составов центральных частей зерен пироксенов и граната, составляют около 700°C при давлении 7,5-8 кбар.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 09-05-00382).*

Angara-Kan granulite terrain is located in southern part of Enisey ridge. Three parts can be distinguished in it: Kan granulite-gneiss complex, Enisey and Yuksey amphibolite complexes. The age of metamorphism is estimated as 1,9 Ga [1]. Can complex is consist of two rocks sequences. The first one is presented by garnet-orthopyroxene-plagioclase and garnet-two-pyroxene granulites. Its protolith suppose to be magmatic rocks of basic and medium composition. The second sequence is composed of metasedimentary hyperstene-biotite, garnet-cordierite-sillimanite, hyperstene-biotite-cordierite gneisses. The maximum PT-estimates obtained for garnet-sillimanite-cordierite gneisses are 795°C and 6 kbar, for hyperstene-sillimanite gneisses parameters about 900°C and 8 kbar was obtained [2].

Mineral associations of basic granulites under discussion are  $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Ilm}$  и  $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Hbl} + \text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Ilm}$ . Garnet rims around orto- and clinopyroxene were established in garnet-two-pyroxene granulites. Quartz grains are developed next to garnet rims, garnet can include myrmekite-like grains of ilmenite. Amphibole-contained granulites have granoblastic equal grained texture without reaction rims.  $F = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  for clinopyroxene is 27-38 %; it contains 0,03 of jadeite.  $F$  orthopyroxene is 46-48 %. Composition of garnet is  $\text{Alm}_{0,60-0,63}\text{Py}_{0,18-0,15}\text{Grss}_{0,18-0,19}\text{Spss}_{0,01}$ , plagioclase contains 50-35 % of anorthite. In samples with garnet coronites  $F$  increase from center to rim in garnet and orthopyroxene and decrease in clinopyroxene. Content of anorthite in plagioclase decreases in grains rims (up to 18 %). Changes of  $F$  can be related with Fe-Mg exchange on regressive stage of metamorphism, this fact corresponds to the experimental data [3, 4]. Sharp decreasing of An content in plagioclase could appear due to garnet forming mineral reaction:



Such kind of reactions has been studied experimentally by Ringwood [5]. Monovariant line of this reaction is of steep slope to P axis. Thus, the reaction should proceed with pressure increasing. PT – estimates obtained with mineral geothermometers and geobarometers for centers of garnet and pyroxene grains are about 700°C and 7,5-8 kbar.

*This work has been carried on with financial support of RFBR (grant № 09-05-00382).*

## Литература- References

1. Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского края. // Изв. РАН. Стратиграфия геологическая корреляция. 1993а. Т. 1. N 1. С. 35-40.
2. Perchuk L.L., Gerya T.V., Nozhkin, A.D. Petrology and retrograde P-T-path in granulites of the Kanskaya formation, Enisey range, eastern Siberia // J.Metamorphic Geol. 1989. V.7. №7. С. 599-617.
3. Ravna E.K. The garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup> - Mg geothermometer: an updated calibration // J.met.geol., 2000. V 18. P. 211-219.
4. Aranovich L. and Berman A. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> solubility in FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> orthopyroxene // Am. Mineralogist, 1997. V. 82. P. 345-353.
5. Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw Hill, New York, 1975.

## ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. КУН-МАНЬЁ (ВОСТОЧНЫЙ СТАНОВИК)

Сушкин Л.Б.

ООО «Проектинвест – ДВ», Хабаровск, Россия, sushkinl@rambler.ru

## GEOLOGY AND METAL POTENTIAL OF THE UPPER RIVER KUN-MANYO, EASTERN STANOVIK

Sushkin L.B.

Projectinvest-DV OJSC, Khabarovsk, Russia, sushkinl@rambler.ru

Описываемая территория находится на крайнем северо-востоке Амурской области, в южных предгорьях Восточного Становика, в верховьях рек Май Половинной и Кун-Маньё. Она расположена на стыке Алданского кристаллического массива и Становой складчато-блоковой системы (СБС). Большая её часть расположена в пределах Джугджурского блока. Основные структурные элементы территории сформированы в раннем докембрии, но неоднократно подвергались активизации, особенно в мезозое. Древнему кристаллическому фундаменту территории присущи все основные особенности структуры глубоко метаморфизованных комплексов гранулитовой фации [1, 2, 3, 4].

В металлогеническом отношении данная площадь расположена в восточной части Северо-Становой зоны Становой области Олекмо-Становой медно-железородной провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса [3, 4]. Основу Становой СБС на площади составляют гнейсо-пироксенокристаллосланцевые толщи нижнего архея, прорванные метабазами майско-джанинского интрузивного комплекса. Важную минерагеническую роль в ее строении играют позднеархейско-раннепротерозойские гранитоиды и сопряженные с ними средне- и низкотемпературные диафориты (эпидот – хлорит-биотитосланцевая формация) по нижнеархейским метаморфическим образованиям.

Магматогенные образования позднемезозойского этапа ТМА разделяются на две вулcano-плутонические ассоциации (ВПА) – позднеюрско-раннемеловую и ранне-позднемеловую.

Сложное геологическое строение Становой СБС и полихронность ее минерагении предопределили пространственную совмещенность друг с другом разновозрастных минерагенических подразделений в пределах одних и тех же геологических структур.

Наиболее продуктивными являются раннеархейская, ранне-среднепалеозойская и позднемезозойская минерагенические эпохи. С ранним археем связаны месторождения и проявления апатита, титана, меди, железа, никеля, ниобия и редких земель, с позднеархейско-раннепротерозойской эпохой-формирование проявлений золота, мусковита, пьезокварца, редких земель и циркония. Позднемезозойская минерагеническая эпоха характеризуется наиболее широким спектром полезных ископаемых: железа, меди, ртути, золота, серебра, молибдена, висмута, мышьяка, вольфрама, а также свинца. С кайнозойской эпохой здесь связано формирование месторождений россыпного золота.

Металлогенический облик этой территории в значительной мере определяется её положением в узле пересечения региональной зоны Станового разлома с мощной трансрегиональной рудоконцентрирующей структурой «РКС 132-131 меридиана», контролирующей положение более 10 золотоносных рудно-россыпных узлов и полей, а также урановое и редкометалльное оруденение Буреинского и Ханкайского срединных массивов. Отдельные исследователи относят эту РКС к разряду планетарных, связывая с ней уникальное золотое оруденение заполярного Куларского рудного района Якутии, и не менее уникальное золото-урановое и золотое оруденение Северной и Южной Австралии [3, 4].

Рудоперспективность верховья реки Кун-Маньё определяется и его положением в северном экзоконтакте Салгинского массива гранодиоритов продуктивного иракского комплекса.

Широкое развитие в районе шлиховой золотоносности (около 30 % шлихов !), продуктивных гидротермалитов, элементов-спутников, индикаторов надрудного среза (Pb, Cu), а также положение известного оруденения в наиболее низких частях современного рельефа свидетельствует о том, что мы, вероятно, имеем здесь дело со слабоэродированным золоторудным районом, что позволяет довольно высоко оценивать его перспективы [3, 4, 5].

В бассейне реки Кун-Маньё, наряду с многочисленными ореолами продуктивных метасоматитов и участков интенсивной сульфидизации метаморфических пород, автором - в ходе рекогносцировочных поиско-

вых работ ПГО «Таёжгеология» были обнаружены отдельные делювиальные глыбы слабообохренных тонко-сульфидизированных кварц-карбонатных золоторудных брекчий с содержанием золота до 25-30 г/т [3, 5]. Вероятно, коренные источники рудоносных брекчий расположены в приводораздельных пространствах Ушканского хребта, где отмечено развитие секущих СВ и ВСВ минерализованных зон в виде рвов шириной 5-15 м, выполненных элювием с обломками обохренного микробрекчированного кавернозного выщелоченного кварца с содержанием золота 0, п г/т.

В свете этих данных, особо пристального внимания и опоискования заслуживают южные предгорья Токинского Становика, в том числе Ушканский хребет, расположенный в центральной части отчётливо выраженной телескопированной кольцевой морфоструктуры (диаметром около 20 км), которые играют весьма важную роль в минерагении золота [5].

Бликий карбонат-кварцевый состав сульфидизированных золотоносных брекчий и жил с содержанием золота до 30 г/т был установлен ранее в Хабаровском крае на золоторудных проявлениях соседнего Кононного рудно-россыпного района (перспективные рудопроявления Улунгинское, Центральное и др.), расположенного на левобережье р. Май, в предгорьях Немериканского хребта – т. е. в 80 км восточнее верховья р. Кун-Маньё. Очевидно, что оба эти перспективных района Северо-Становой металлогенической зоны требуют проведения геологической съёмки м-ба 50 000 и своего дальнейшего опоискования.

Кроме проявлений золота, связанных с позднемезозойским этапом тектоно-магматической активизации, в пределах Северо-Становой МЗ вдоль зоны Станового и других крупных разломов установлены проявления золото-диафоритовой формации в гранулитах. При этом, диафориты верхнего течения реки Кун-Маньё, как правило, слабозолотоносны.

В целом, геологическое строение верховья р. Кун-Маньё во многом аналогично соседнему Купури-Майскому рудно-россыпному узлу, где основным полезным ископаемым также является золото [5]. Главный золоторудный объект узла – месторождение Колчеданный Утёс – локализовано в нижнеархейской метаморфической толще. Оруденение образует пологую линзовидную залежь чередующихся массивных и вкрапленных колчеданных руд с содержанием золота от 5-10 до 50-200 г/т при среднем содержании 12,1 г/т. Отдельные рудные тела содержат промышленные концентрации платиноидов. На вероятную генетическую связь золотого оруденения с метаультрабазами указывает присутствие в золоте месторождения Колчеданный Утес платиноидов (до 491 г/т), что значительно, превосходит данные по большинству других золоторудных месторождений региона [2, 3, 4].

Из других полезных в этом бассейне особого внимания заслуживает промышленное медно-никелевое оруденение, открытое в последнем десятилетии на левобережье р. Май [1].

Учитывая геотектоническую позицию этого района, широкое развитие здесь раннедокембрийских комплексов повышенной основности, оливин-магнетитовых, гранат-магнетитовых пород, древних интрузий ультрабазитового и базитового состава с ильменитом, гранатом, шпинелью, муассанитом, представляется обоснованным мнение отдельных исследователей о перспективности данной территории и на выявление алмазов.

Автор посвящает эти тезисы Памяти замечательного Человека и Гражданина, неутомимого Исследователя геологии, урановой, благороднометалльной, общей металлогении Дальнего Востока, Заслуженного Геолога России Анатолия Ивановича Лобова.

## Литература – References

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. и др. Никеленосные мафит-ультрамафиты Восточного Становика // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России; Дальневосточн. регион. конфер. памяти А.П. Васильковского. Тез. докл. Магадан. СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 117 – 119.
2. Сушкин Л.Б. Метаультрабазиты и базиты бассейна р. Сологу-Чайдах // Тр. ассоц. "Дальнедра". Хабаровск: Дальнедра. 1992, вып. 2, с. 129-134.
3. Сушкин Л.Б. Геология Сологу-Чайдахского золоторудного поля // Тихоокеанская геология, Т. 19, 2000, № 1, с. 56-65.
4. Сушкин Л.Б. Металлогенический потенциал Купури-Майского золотоносного узла (Восточный Становик) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя; II Российская Конференция по Проблемам Геологии Докембрия. Тез. докл. СПб, 2007.
5. Сушкин Л.Б. О металлоносности верховья р. Кун-Маньё (Восточный Становик) // Современное состояние наук о Земле: Междунар. конфер. посвящ. памяти В.Е. Хаина. Тез. докл. Москва. 2011.



## СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОЦЕССОВ ГРАНАТИЗАЦИИ ПОРОД ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

*Терехов Е.Н., Конилов А.Н., Щербакова Т.Ф.*

ГИН РАН, Москва, Россия, [tereh@ilran.ru](mailto:tereh@ilran.ru)

## STRUCTURAL-GEOCHEMICAL ASPECTS OF ROCK GARNETIZATION IN THE LAPLANDIAN GRANULITE BELT (BALTIC SHIELD)

*Terekhov E.N., Konilov A.N., Shcherbakova T.F.*

Geological Institute RAS, Moscow, Russia, [tereh@ilran.ru](mailto:tereh@ilran.ru)

Во многих петрологических и геодинамических моделях важная роль придаётся гранатосодержащим породам. Так, большая часть древней коры, которая составляет основу континентов, сложена серыми гнейсами тоналит-грондjemит-плагиогранитной формации, а по всем моделям эти породы выплавлялись из гранатосодержащих амфиболитов или гранулитов. Длительно развивающиеся впадины, перикратонные прогибы или рифтовые структуры являются важнейшими элементами земной коры и для объяснения механизма их формирования также предлагается модель гранатизации нижней коры. За счет этого, происходит уменьшение объёма и прогибание земной поверхности. Но самыми известными из гранатосодержащих пород, безусловно, являются эклогиты. Они принимают участие в двух первых примерах, но сама проблема эклогитов достойна для выделения их в третью группу. Долгое время эклогиты являлись индикатором условий сжатия, хотя многие детали их образования и сообщества с гораздо менее метаморфизованными породам оставались неясными. Особняком стоит проблема генезиса крупных кристаллов (кристаллобластов) граната в кимберлитах. Как показывают современные исследования, важнейшим фактором гранатизации является флюидный поток, который преобразует исходные породы, естественно, что большая часть подобных примеров, если они и существуют, то недоступны для непосредственных исследований, поэтому процессы гранатизации являются слабо изученными, да и сам термин является пока мало употребляемым.

Гранат многие исследователи на уровне подсознания относят к так называемым «стресс-минералам». Это подкрепляется и тем, что в большинстве расчетов параметров РТ условий метаморфизма, гранат имеет основополагающее значение (пара гранат-клинопироксен + кварц). Поэтому до недавнего времени почти однозначно считалось, что гранатосодержащие породы образуются в обстановке сжатия: эклогиты в зонах коллизии, гранатовые амфиболиты и гранулиты в зонах субдукции и в подошве тектонических покровов, а так же в основании прогибов – перед фронтом воздымающихся глубинных масс. Однако, в последние годы для большинства стресс-минералов показано, что они могут образовываться и в других условиях далеких от режима сжатия. Соответственно меняются представления и о геодинамической обстановке формирования пород, содержащих эти минералы. Появляется всё больше работ об эклогитах и гранатосодержащих гранулитах и амфиболитах рифтовых зон.

На территории Балтийского щита гранатосодержащие породы широко развиты в составе беломорского и кольского комплексов (гранат-биотитовые гнейсы, амфиболиты, основные и кислые гранулиты, друзиты и метасоматиты), а также в пределах Кейвской и Восточно-Карельской структурных зонах. Следует отметить, что причины аномально большого развития гранатов в этом регионе не обсуждаются. Наиболее развиты гранатосодержащие породы в пределах Лапландского гранулитового пояса. Гранат, за редким исключением, в количестве от первых процентов до 40-50 %, развит во всех породах пояса.

В докладе особенности состава (таблица) и структурного положения гранатосодержащих пород рассматриваются на примере Кандалакшской структуры, которая является одним из фрагментов Лапландского гранулитового пояса. Она представляет собой синформу длиной 40 км и шириной до 15 км. Здесь, гранулиты без видимого несогласия залегают на гранито-гнейсах и мигматитах беломорского комплекса. Субгоризонтальная метаморфическая полосчатость столь ярко выражена (отдельные горизонты протягиваются на сотни метров), что долгое время все эти породы, включая анортозиты, считались метаосадками. Учитывая геологическую ситуацию (цетроклинальное падение подошвы гранулитового комплекса) и геофизические данные, можно предполагать, что мощность пластины гранулитов в большей её части составляет 2-3 км. Поэтому можно говорить, что Кандалакшская пластина является одной из крупнейших в мире, сложенной гранатосодержащими породами. Здесь мы выделяем два типа гранатосодержащих пород. Первый – это крупные слои или пластины достаточно монотонные, выдержанные по простиранию, представленные гранатовыми амфибо-

литами, гранат-клинопироксеновыми и гранат-двупироксеновыми кристаллосланцами, а также кислыми гранулитами. Второй тип – это мелкие будино- или линзоподобные тела и обособления размером до первых метров, сложенные гранатитами, которые встречаются во всех перечисленных комплексах. Кроме того, крайне неравномерно встречаются отдельные крупные, хорошо ограненные кристаллы граната (размером до 15 см) (кристаллобласты).

**Table.** Selected representative EMP analyses of garnets from different rocks types of the Lapland granulite belt (Kandalakha structure).

Sample	Garnet amphibolite						Anorthosite		
	81/1	93/3	93/3	35/9	35/9	3/3	8/1	32/1	11/1
	core	core	rim	core	rim	core	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	37.23	37.91	37.41	38.05	37.9	38.51	38.24	37.56	37.43
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.1	0.03	0.1	0.01	0.01	0.09	0.13	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.59	21.03	20.99	20.69	21.09	20.48	20.58	21.74	20.97
FeO	27.51	24.72	24.69	25.15	25.66	27.42	23.23	23.43	25.57
MnO	2.5	1.62	1.92	0.59	0.56	0.62	0.5	0.45	0.59
MgO	0.61	4.42	4.05	5.8	5.67	5.58	4.28	3.15	5.05
CaO	11.48	10.03	10.84	9.43	9.12	7.38	13.08	13.38	10.33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.07	0.17	-	-	-	0.17	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-o	0.02	-	-	-	-	-
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Sample	Eclogite-like				Piclogite			Granulite	
	7/2	7/2	34/2	20/3	21/1	21/1	33/2	basic	acid
	core	rim	core	core	core	rim	core	core	core
SiO <sub>2</sub>	38.3	37.29	38.98	39.18	40.26	39.65	39.44	37.72	38.28
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.02	0.01	0.18	0.01	0.01	0.24	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.77	20.69	21.96	21.68	22.54	22.27	21.64	21.23	21.19
FeO	26.46	26.98	21.33	17.3	18.53	19.81	21.93	27.51	24.85
MnO	0.56	0.29	0.48	0.31	0.5	0.46	0.57	1.9	0.82
MgO	5.42	5.36	8.65	7.73	13.29	12.1	11.13	6.31	6.4
CaO	8.5	8.65	8.6	13.59	5.0	5.71	4.84	5.01	8.45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.72	-	0.03	0.08	-	0.05	0.33	-
K <sub>2</sub> O	-	-o	0.01	-	-	-	-	-	-
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Ранее в пределах Кандакшской структуры были выделены уникальные для региона породы: пиклогиты – оливинсодержащие разности с гранатом и омфацитом, а в других эклогитоподобных породах обнаружены редкие текстуры – симплектитовые прорастания корунда и клинопироксена (в ассоциации со шпинелью) с необычайно высоким содержанием глинозема, достигающим 13-14 % [2]. Впервые для гранулитов были выявлены и гранаты с редким спектром РЗЭ (с положительной Eu аномалией) [1].

В пределах Кандакшской структуры, также как и во всем Лапландском поясе, в основании гранулитового разреза залегают гранатовые амфиболиты. Их мощность меняется от 700-800 м на западе до первых десятков на востоке. Выше них с постепенным контактом появляются: метагабброанортозиты и еще выше они также постепенно переходят в гранат-клинопироксеновые (эклогитоподобные) породы, которые слагают ядерную часть синформы и соответственно бронируют вершины Кандакшских тундр. Метагабброанортозиты по всему разрезу содержат линзовидные и пластообразные тела эклогитоподобных пород мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, количество которых увеличивается к верхам «разреза». В восточной части в зоне вертикальных разломов, ограничивающих эту синформу, встречаются гранулиты: кислото-, основного и ультраосновного состава и здесь они слагают небольшие купольные структуры. Эту разломную зону можно рассматривать как корневую часть протрузии, которая и сформировала Кандакшскую синформу (покров).

Комплексное геолого-структурное и минералого-петрологическое исследование позволило выявить, по меньшей мере, три этапа гранатообразования в пределах Кандакшской структуры. Гранаты первого этапа (до появления габбро-анортозитов) присутствуют в двупироксеновых гранулитах и пиклогитах. По составу они умеренно магнезиальные, имеют достаточно низкие содержания РЗЭ и положительную Eu аномалию и поэтому некоторые из них близки к гранатам кимберлитовых трубок. Гранаты второго этапа связаны со становлением габбро-анортозитового массива (время формирования (2.45 и 1.9(?) млрд. лет). Многие гранаты



этого этапа свежего облика, мелкие, изометричные, не содержат включений, не имеют реакционных кайм и похожи на магматические. Вероятно, они кристаллизовались при отсутствии стрессовых напряжений, при резком сбросе давления. Гранаты третьего этапа связаны с экзгумацией гранулитового комплекса. В структурном плане они приурочены к зонам хрупко-пластического течения и заметно отличаются от ранних разновидностей большим размером, неровными краями и множеством включений кварца. По составу, они, прежде всего, отличаются высокими содержаниями MnO и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 09-05-00812), Программы ОНЗ-9.*

Garnet-bearing rocks play an essential part in many petrological and geodynamic models. The major part of the crust that forms the basis of continents, is composed of gray gneisses of the tonalite-trondhjemite-plagiogranite formation, and in all models, these rocks were melted from garnet-bearing amphibolites or granulites. Long-developing depressions, pericratonic grabens or rift structures are significant elements of the Earth's crust and the model of low crust garnetization was offered to explain the mechanism of their formation. This provides a reduction in volume and substantiates subsidence of the Earth surface. Eclogites are most famous garnet-bearing rocks. They are involved in the first two examples, but the eclogite problem needs to be united in a third group. For a long time eclogites were indicators of compression conditions, though details of their formation and societies with less metamorphosed rocks remained unclear. Essential is the problem of genesis of large garnet crystals (crystalloblasts) in kimberlites. Recent investigations suggest that the main factor of garnetization is the fluid flow, which transform initial rocks; the major part of such occurrences, if any, are difficult to investigate, therefore, garnetization processes are poorly investigated, and the term itself is rarely used.

Some researchers refer garnet to "stress-minerals". This is confirmed by the fact that in many calculations of PT parameters of metamorphism, garnet is of paramount importance (garnet-clinopyroxene couple+quartz). Therefore, until recently, it has been uniquely considered that garnet-bearing rocks develop under conditions of compression: eclogites, in collision zones; garnet amphibolites and granulites, in subduction zones and at the base of tectonic nappes, and at the basement of grabens, in front of upwarping deep-seated mass. However, in recent years it was found out that most stress-minerals can form in conditions far from compression mode. Ideas about the geodynamic setting of the formations of rocks, which contain those minerals, change accordingly. The number of studies on eclogites, garnet-bearing granulites, and amphibolites of rift zones increases.

In the Baltic Shield area, garnet-bearing rocks are widespread within the Belomorian and Kola complexes (garnet-biotite gneisses, amphibolites, basic and acid granulites, drusites, and metasomatites) and within the Keivy and West-Karelian structural zones. Causes of anomalously wide development of garnets in this region are not discussed. Garnet-bearing rocks are most widespread in the Laplandian granulite belt. Garnet in amount ranging from several percent to 40-50 %, occur in all rocks of the belt, with rare exceptions.

The composition (see Table) and structural position of garnet-bearing rocks are considered on the example of the Kandalaksha structure, which is a fragment of the Laplandian granulite belt. It is a synform, 40 km long and up to 15 km wide. Here granulites, without apparent unconformity, overlie granite-gneisses and migmatites of the Belomorian complex. As the subhorizontal metamorphic banding is clearly distinguished (some horizons extend for hundreds of meters), these rocks, anorthosites including, were for a long time considered to be metasediments. The geological situation (centroclinal dipping of the granulite complex base) and geophysical data suggest that the thickness of major part of the granulite plate is 2-3 km. Therefore, we can state that the Kandalaksha plate is one of world largest one, composed of garnet-bearing rocks. Two types of garnet-bearing rocks can be identified here. The first is represented by large strata or plates, quite monotonous, coherent along the strike, represented by garnet amphibolites, garnet-clinopyroxene and garnet-bipyroxene schists, and by acid granulites. The second type is represented by small boudinlike and lenticular bodies and separations, several meters in size, composed of granatites, and occurring in all the mentioned complexes. Large isolated well edged garnet crystals are also encountered (up to 15 cm in size) (crystalloblasts).

Earlier, rocks unique for the region, were identified in the Kandalaksha structure: piclogites -olivine-bearing varieties with garnet and omphacite, whereas other eclogite-like rocks were found to contain rare structures – symplectite intergrowths of corundum and clinopyroxene (in association with spinel) with high alumina content amounting to 13-14 % [1]. Garnets with a rare REE spectrum (with positive Eu anomaly) were recorded for the first time [1].

Garnet amphibolites occur at the base of the granulite section in the Kandalaksha structure and in the entire Laplandian belt. Their thickness varies from 700-800 m in the west to several tens of m in the east. Higher there are metagabbroanorthosites, which still higher give way to garnet-clinopyroxene (eclogite-like) rocks that make up the nuclear part of the synform and consequently cover the top of the Kandalaksha tundra. Along the entire section, metagab-

broanorthosites contain lenticular and sheet-like bodies of eclogite-like rocks, with a thickness from several cm to several m; their number increases towards the top of the section. In the eastern part, in the zone of vertical faults that border the synform, there are granulites of the acid, basic, and ultrabasic composition. They form small dome structures. This fault zone can be regarded as the root part of the protrusion that makes up the Kandalaksha synform (nappe).

Complex geological-structural and mineralogical-petrological studies have revealed at least three garnet forming stages in the Kandalaksha structure. Garnets of the first stage (before the appearance of gabbro-anorthosites) are found in bi-pyroxene granulites and piclogites. Their composition is moderately magnesian, quite low REE content and positive Eu anomaly; that's why some of them resemble garnets of kimberlite pipes. Garnets of the second stage are related to the emplacement of the gabbro-anorthosite massif (development time – 2.45 and 1.9 (?) billion years). Many garnets of this stage are fresh in appearance, small, equant; they do not contain any inclusions, have no reaction rims and resemble magmatic rocks. Probably they crystallized in the absence of stress, under a sharp fall of pressure. Garnets of the third stage are associated with exhumation of the granulite complex. Structurally, they are assigned to zones of brittle-ductile flow and markedly differ from earlier varieties by a larger size, jagged edges, and abundant quartz inclusions. Their composition is characterized by high MnO and REE content.

*This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project 09-05-00812) and Division of Earth Sciences-9 Program.*

#### Литература – References

1. Скублов С.Г., Терехов Е.Н. Высокобарные гранулиты Канда拉克шского массива: Геохимия минералов и условия метаморфизма // Доклады АН 2009. Т.425. № 3. С.384-390.
2. Фонарев В.И., Терехов Е.Н., Конилов А.Н. Гранулитовый метаморфизм ультравысоких температур – высоких давлений Канда拉克шского массива (Балтийский щит) // Мат. II Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: 2007. С. 369-373.

## ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА БЕЛАРУСИ

*Толкачикова А.А.*

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск, Беларусь, [talk@geology.org.by](mailto:talk@geology.org.by)

## GRANULITE COMPLEXES OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF BELARUS

*Tolkachikova A.A.*

Belarusian Research Geological Exploration Institute, Minsk, Belarus, [talk@geology.org.by](mailto:talk@geology.org.by)

Кристаллический фундамент Беларуси, для которого были установлены главные структурные элементы и разработана относительно детальная схема стратиграфии и магматизма [2], относится к числу наиболее детально изученных участков на западе Восточно-Европейской платформы. Значительную часть фундамента региона составляют породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации и традиционно относимые к нижнему архею, хотя проблема возраста пород до сих пор остается обсуждаемой [5].

По стратиграфической принадлежности и вещественным характеристикам в составе гранулитового мегакомплекса выделяются три комплекса: метабазит-гранулитовый, представленный *щучинской серией* [3]; кальцифир-гнейсово-гранулитовый, соответствующий *рудьянской серии* [4], и гнейсово-гранулитовый, отвечающий *кулажинской серии* [1]. По геофизическим данным предполагается широкое развитие основных гранулитов на территории Витебского массива в северо-восточной части Беларуси.

Щучинская серия распространена на западе Беларуси в пределах южной части Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, протягивающегося в северо-северо-восточном направлении от юго-восточной Польши до южной Эстонии и являющегося крупнейшей структурной областью линейного типа в кристаллическом фундаменте. Породы щучинской серии расчленяются на две толщи: нижнюю *заборскую*, сложенную амфибол-двупироксеновыми, двупироксеновыми и амфиболовыми кристаллическими сланцами, пироксеновыми и роговообманковыми амфиболитами с подчиненным количеством гнейсов (гранат-биотитовых силлиманит- и кордиеритсодержащих, амфиболовых и биотитовых) и редкими телами эклогитоподобных пород, и верхнюю *дитвинскую*, образованную преимущественно глиноземистыми (гранат-биотитовыми, обычно с силлиманитом и реже с кордиеритом) гнейсами. Главную долю в петрографическом составе серии (до 70-

80 % ее объема) занимают кристаллические сланцы и амфиболиты. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных давлений ( $T = 750-850^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 6,8-7,6$  кбар). Общая мощность серии не менее 5-6 км. Участки развития метабазитов щучинской серии являются узкими, вытянутыми в субмеридиональном направлении тектоническими блоками, в которых не менее 50 % объема приходится на породы кислого и реже среднего состава, относящиеся к ультраметаморфическим образованиям эндрбит-чарнокитового комплекса (образующими согласные пластовые и линзовидно-пластовые тела, пространственно ассоциирующие с основными гранулитами), а также ортоклазовым гиперстенсодержащим мигматит-гранитам голеновского и интрузивным гранитам осоловского комплексов. Гранулитовые блоки разделяются протяженными зонами высокотемпературных бластомилонитов, образовавшихся за счет гранулитов в условиях интенсивных дифференциальных тектонических движений вдоль разломов надвигового типа.

Валовой химический состав щучинской серии в целом отвечает базитам нормального известково-щелочного ряда с повышенной железистостью, что отражает преобладание в ней первичных вулканогенных (базальты зон растяжения океанических областей) и вулканогенно-осадочных пород основного состава.

Щучинская серия коррелируется с брянской серией Воронежского массива, низами подлясского комплекса Польши и водлозерским комплексом Балтийского щита [2].

**Table.** Average contents of rock-forming oxides (mass %) and trace elements (g/t) in rocks of granulite complexes of the crystalline basement of Belarus

Components	Shchuchin series						Rudma series				Kulazhin series		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	39,13	42,49	46,90	46,99	47,83	64,49	48,16	66,41	40,12	4,23	52,30	65,64	43,97
TiO <sub>2</sub>	3,76	3,04	2,02	1,73	1,53	0,68	1,18	0,69	0,09	0,08	0,94	0,62	0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,83	13,32	13,77	14,42	14,08	15,15	15,45	13,66	1,30	0,92	17,30	15,15	27,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,89	8,84	6,08	5,06	5,26	1,70	3,83	1,49	25,01	0,42	2,42	1,00	—
FeO	14,00	11,73	10,29	8,61	10,26	5,63	8,61	4,17	25,70	0,49	5,91	5,55	14,95
MnO	0,23	0,24	0,21	0,16	0,20	0,08	0,17	0,12	0,19	0,04	0,10	0,11	0,18
MgO	7,49	5,28	6,27	6,82	6,22	2,89	6,79	2,03	1,87	2,07	6,33	2,82	3,35
CaO	10,22	9,36	9,19	9,40	9,33	2,45	9,65	3,47	3,11	51,62	4,80	1,60	2,36
Na <sub>2</sub> O	1,61	2,32	2,34	3,11	2,75	2,58	3,24	2,90	0,18	0,23	2,40	2,67	2,02
K <sub>2</sub> O	0,49	0,73	0,80	1,26	0,78	2,28	1,09	3,23	0,12	0,09	3,30	2,61	4,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,73	0,35	0,27	0,35	0,15	0,26	0,16	1,20	0,01	0,30	0,11	0,13
П.п.п.	1,38	1,16	1,34	1,79	1,03	1,54	1,44	1,17	0,99	7	3,02	1,63	0,75
n	44	23	33	10	8	12	13	5	14	10	2	11	1
V	460	430	245	250	280	83	180	63	42	11	200	120	150
Cr	6,7	26	150	160	150	54	120	75	54	10	290	120	90
Ni	27	28	90	76	91	34	57	23	20	4	100	59	55
Co	70	52	60	56	54	22	34	12	12	3	31	19	25
Sc	70	61	50	56	58	19	30	16	2,8	22	43	20	10
Cu	52	90	64	50	92	60	34	27	74	7	73	50	14
Pb	6,5	13	10	8,5	12	18	10	14	5,9	32	12	18	8
Zn	180	160	100	93	180	83	77	83	140	1,8	58	79	30
Mo	1,5	1,6	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	3,5	2,1	1,0	1,7	1,0
Sn	1,4	2,5	3,3	3,3	4,4	3,8	1,9	1,8	1,7	6	<1,0	1,6	<1,0
Ga	23	23	20	20	22	20	15	15	8,1	—	28	24	22
Sr	190	320	290	240	240	250	300	260	64	462	250	260	100
Ba	160	390	180	170	140	670	380	660	130	169	1100	1050	350
Be	0,5	0,8	0,5	0,9	0,9	1,4	1,2	1,7	1,0	0,7	2,0	2,4	1,2
Zr	170	195	120	110	130	260	100	160	48	47	380	270	280
Nb	11	11	9,5	7,6	12	14	7,8	13	6,9	5	14	15	10
Y	29	49	72	49	51	37	36	56	47	7	30	23	20
Yb	2	4,6	4,5	4,9	6	3,9	3,2	5,4	5,1	0,7	3,0	2,5	1,5
La	11	26	16	26	21	50	14	39	—	—	63	47	—
n	61	38	32	28	27	43	67	18	34	13	4	23	1

Note. 1–6 – **Shchuchin series**: 1 – amphibole-twopyroxenic melanocratic low-chromium crystalline schists, 2 – amphibole-twopyroxenic mesocratic low-chromium crystalline schists, 3 – amphibole-twopyroxenic chromium-bearing crystalline schists, 4 – feldspathic amphibolites, 5 – amphibole-pyroxenic plagiogneisses, 6 – garnet-biotite gneisses, sometimes with sillimanite; 7–10 – **Rudma series**: 7 – amphibole-twopyroxenic crystalline schists and amphibolites, 8 – garnet-biotite gneisses with pyroxene and graphite, 9 – silicate-magnetite quartzites, 10 – calcitic marble; 11–13 – **Kulazhin series**: 11 – hypersthene-garnet-biotite plagiogneisses, 12 – garnet-biotite gneisses, sometimes with sillimanite, 13 – cordierite-garnet-sillimanite-biotite spinel-bearing plagiogneisses.

Рудьянская серия развита в пределах одноименной зоны, примыкающей с востока к Белорусско-Прибалтийскому гранулитовому поясу и отделяющейся от него Кореличским разломом. Серия подразделяется на две толщи: ниже- и верхнерудьянскую. *Нижнерудьянская толща* представлена переслаивающимися глиноземистыми графитосодержащими гранат-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами с подчиненным количеством амфибол-двупироксеновых, амфибол-клинопироксеновых и амфиболовых кристаллических сланцев. *Верхнерудьянская толща* образована глиноземистыми гнейсами, основными кристаллическими сланцами, кальцифирами, кальцитовыми и доломитовыми мраморами, эвлизитами, силикатно-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами. Характерно отчетливое слоистое строение толщи. По вещественному составу она подразделяется на две пачки: нижнюю железорудно-кристаллосланцевую и верхнюю карбонатно-гнейсовую.

Отличительной чертой рудьянской серии является большое разнообразие петрографических разновидностей пород, в том числе железистых и метакarbonатных, в составе которых наряду с типичными для гранулитов минералами (гиперстеном, пироп-альмандиновым гранатом, титанистым биотитом и др.) широко распространены высокожелезистые минералы, такие как феррогиперстен, андрадит, эвлит, фаялит, редко встречающиеся в породах других комплексов кристаллического фундамента Беларуси. Мощность серии предположительно составляет не менее 4-5 км. Породы рудьянской серии метаморфизованы в условиях гранулитовой фации при  $T = 750-775^{\circ}\text{C}$  и  $P = 7,5-8,5$  кбар и местами в значительной степени чарнокитизированы и диафортированы. Предполагается первично осадочное происхождение большей части рудьянской толщи.

Рудьянская серия коррелируется с верхнеархейской бугской серией, выделенной в западной части Украинского щита [2].

Кулажинская серия распространена на юго-востоке Беларуси в пределах глубокопогруженного кристаллического фундамента в восточной части Припятского прогиба. Кристаллические породы здесь залегают на глубинах от 500 до 6000 м. В структурном отношении эта территория выделяется как Брагинский гранулитовый массив. Кулажинская серия, в отличие от щучинской и рудьянской, представлена в основном породами одного типа: глиноземистыми гнейсами переменного минерального состава – гиперстен-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми силлиманит-, кордиерит- и графитосодержащими. Особо выделяются не содержащие кварца кордиерит-гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы со шпинелью. Исключительно редко встречаются амфиболиты и амфибол-биотитовые плагиогнейсы, слагающие маломощные (1,5-6,0 м) прослои. Для пород серии характерны температуры метаморфизма  $690-780^{\circ}\text{C}$  при умеренных давлениях 7,5-8,0 кбар. Породы в значительной степени преобразованы в условиях амфиболитовой фации и широко проявленной мигматизации и часто перемежаются с лейкократовыми гранитами и гранитогнейсами, выделяемыми в самостоятельный барсуковский ультраметаморфический комплекс. Общая мощность кулажинской серии, по-видимому, не менее 10 км. Исходными для гнейсов, вероятно, являлись терригенные отложения, представленные алевроит-глинистыми и глинистыми породами. Накопление толщи протолитов происходило в относительно спокойных тектонических условиях в обстановке задугового бассейна.

Кулажинская серия коррелируется с большечеремшанской серией Волго-Уральской области и с гниванской толщей днестровско-бугской серии Украинского щита [2].

The crystalline basement of Belarus is considered to be one of the best studied areas in the East European Platform, as its main structural features were determined and a rather detailed chart of its stratigraphy and magmatism [2] was compiled. Most part of the basement in the studied region is formed by rocks metamorphosed under the granulite facies conditions and traditionally related to the Lower Archean, though their age is still a debated problem [5].

Three rock complexes distinguished in the granulite megacomplex composition from their stratigraphic belonging and material properties are as follow: metabasite-granulitic complex represented by the Shchuchin series [3], calciphyre-gneissic-granulitic complex corresponding to the Rudma series, and gneissic-granulitic complex correlated with the Kulazhin series [1]. Geophysical data available suggest a widespread occurrence of basic granulites within the territory of the Vitebsk massif in the northwestern regions of Belarus.

The Shchuchin series is located in western Belarus within the southern part of the Belarusian-Baltic granulite belt north-northeasterly stretching from southeastern Poland to southern Estonia and representing the largest linear-type structural province of the crystalline basement. The Shchuchin series rocks involve two strata: the lower Zaborie one composed of amphibole-twopyroxenic, twopyroxenic and amphibolic crystalline schists, pyroxenic and hornblende amphibolites with less abundant sillimanite- and cordierite-bearing garnet-biotite, amphibolic and biotite gneisses and rare eclogite-like rock bodies, and the upper Ditva one formed mainly by aluminous garnet-biotite gneisses often with sillimanite, more seldom, with cordierite. Crystalline schists and amphibolites make up the largest proportion of the series petrographic composition (up to 70–80 % of its volume). Rocks are metamorphosed under the



granulite facies and moderate pressure conditions ( $T = 750\text{--}850^\circ\text{C}$ ,  $P = 6.8\text{--}7.6$  kbar). The total thickness of the series is at least 5-6 km. Areas with abundant metabasites of the Shchuchin series represent narrow submeridionally elongated tectonic blocks, which consist to at least 50 % of acidic, more rarely, neutral rock. These rocks are related to ultrametamorphic formations of the enderbite-charnockite complex occurring as concordant bedded and lenticle rock bodies associated with basic granulites, as well as to orthoclase hypersthene-bearing migmatite-granites of the Golonovo complex and intrusive granites of the Osmolovo complex. Granulite blocks are separated by extensive zones of high-temperature blastomylonites formed at the expense of granulites under conditions of intensive differential tectonic movements along thrust-type faults.

The bulk chemical composition of the Shchuchin series generally corresponds to normal calc-alkalic basites with a high iron content, which indicates the domination of primary volcanogenic (basalts of sea-floor spreading zones) and volcanogenic-sedimentary basic rocks.

The Shchuchin series is correlated with the Briansk series of the Voronezh massif, lower part of the Podlasie complex of Poland and the Vodlozero complex of the Baltic Shield [2].

The Rudma series occurs within the same-name zone flanking on the east the Belarusian-Baltic granulite belt and is separated from the latter by the Korelich fault. The series is divided into the Lower-Rudma and Upper-Rudma strata. The Lower-Rudma strata are represented by interbedded aluminous graphite-bearing garnet-biotite and biotite plagiogneisses with less abundant amphibole-pyroxenic and amphibolic crystalline schists. The Upper-Rudma strata are formed by aluminous gneisses, basic crystalline schists, calciphyre, calcitic and dolomitic marble, eulysite, silicate-magnetite and magnetite quartzites. The strata show typical bedded structure and by their material composition are subdivided into the lower ferruginous-crystalline schist and upper carbonate-gneissic members.

The distinctive property of the Rudma series is a wide diversity of petrographic rock varieties, including ferruginous and metacarbonate rocks that are represented by typical minerals of granulites (hypersthene, pyrope-almandine garnet, titanobiotite, etc.) together with abundant highly ferruginous minerals, such as ferrohypersthene, andradite, eulite, fayalite seldom found among rocks of other complexes of the crystalline basement of Belarus. The series thickness is at least 4-5 km. Rocks of the Rudma series were metamorphosed under the granulite facies conditions at  $T = 750\text{--}775^\circ\text{C}$  и  $P = 7.5\text{--}8.5$  kbar and in some places are strongly charnockitized and diaphthorited. Most part of the Rudma strata is suggested to be of primary sedimentary origin.

The Rudma series is correlated with the Upper-Archean Bug series distinguished in the western part of the Ukrainian Shield [2].

The Kulazhin series is located in southeastern Belarus within the deep-seated crystalline basement of the Pripyat Trough eastern part. Crystalline rocks occur there in a depth range from 500 to 6,000 m. Structurally, this territory is the Bragin granulite massif. In contrast to the Shchuchin and Rudma series, the Kulazhin series is represented mainly by one type rocks – hypersthene-garnet-biotite, garnet-biotite, sillimanite-, cordierite- and graphite-bearing aluminous gneisses of variable mineral composition. Quartzless cordierite-garnet-sillimanite-biotite gneisses with spinel are of special note. Amphibolites and amphibole-biotite plagiogneisses forming thin (1.5–6.0 m) interlayers occur very rarely. The series rocks are described by metamorphism temperatures between 690 and 780°C at moderate pressure of 7.5–8.0 kbar. Rocks are considerably transformed under the amphibolites facies and migmatization conditions and often alternate with leucocratic granites and granitic gneisses that are identified as the independent Barsuki ultrametamorphic complex. The total thickness of the Kulazhin series is most likely at least 10 km. Terrigenous deposits represented by silty-clayey and clayey rocks served probably as initial materials for gneisses. Protolith strata had been accumulated under rather calm tectonic conditions in the backarc basin environment.

The Kulazhin series is correlated with the Bolshecheremshan series of the Volga-Ural region and the Gnivan strata of the Dniester-Bug series of the Ukrainian Shield [2].

## Литература – References

1. Аксаментова Н.В., Найденов И.В., Архипова А.А. К вопросу о расчленении раннеархейских метаморфических образований Белорусского кристаллического массива // Материалы по стратиграфии Белоруссии (к Межведомств. стратиграф. совещ. Минск. 1981. С. 12-13.
2. Найденов И.В., Аксаментова Н.В., Архипова А.А., Пап А.М. Стратиграфическая схема архея – нижнего протерозоя Беларуси (кристаллический фундамент) // Літасфера. 2005. № 1 (22). С. 15-26.
3. Пап А.М. Геология докембрия Белоруссии // Тр. XXII сес. МГК. Пробл. 10. М., 1964. С. 88-95.
4. Трусов А.И. Геология и стратиграфия рудьянской толщи кристаллического фундамента Беларуси // Стратиграфия и палеонтология геологических формаций Беларуси. Минск. 2003. С. 280-282.
5. Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Palaeoproterozoic U-Pb zircon ages from Belorussia new geodynamic implications for the East European Craton // Precambrian Res. 1994. № 68. P. 321-241.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ ОСНОВНЫХ ПОРОД ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В ЦИРКОНАХ)

*Толмачева Е.В.<sup>1</sup>, Салтыкова Т.Е.<sup>1</sup>, Сергеев С.А.<sup>1</sup>, Великославинский С.Д.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> ИГТД РАН, Санкт-Петербург, Россия

## RECONSTRUCTION OF THE HISTORY OF FORMATION OF THE OLDEST BASIC ROCKS OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF (BASED ON THE RESULTS OF THE STUDY OF MINERAL-FORMING MEDIUM INCLUSIONS IN ZIRCONS)

*Tolmacheva E.V.<sup>1</sup>, Saltykova T.E.<sup>1</sup>, Sergeyev S.A.<sup>1</sup>, Velikoslavinsky S.D.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> A.P. Karpinsky All-Russian Geological Research Institute VSEGEI, St.Petersburg, Russia

<sup>2</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia

В пределах Воронежского кристаллического массива к наиболее древним докембрийским породам относятся амфиболиты и гнейсы, присутствующие в виде реликтов среди гранито-гнейсов, мигматитов и гранитов. Они метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Цирконы, выделенные из них имеют сложное строение: состоят из резорбированных в различной степени ядер и одной, а чаще нескольких оболочек с коррозионными границами между ними, что свидетельствует о полихронной истории их формирования. Цирконы содержат достаточно много включений. Степень сохранности как цирконов, так и включений в них резко снижается от внешних оболочек к ядрам: в ядрах большая часть первичных расплавных и все флюидные включения декрепитированы. Так как ядра часто сильно переработаны более поздним флюидом, трещиноваты, имеют небольшие размеры и не всегда полностью вскрыты, то многие измерения возраста сильно искажены и занижены. Соответственно, при геохронологических исследованиях (SRIMP-II) этих цирконов, получены широкие диапазоны как конкордантных, так и дискордантных возрастов. Далее в статье приведены данные только по измерениям, сделанным по генетически однородным участкам в цирконах, а данные по генетически неоднородным участкам отбракованы.

**Цирконы из амфиболитов** представлены как призматическими, так и изометричными ксеноморфными зернами и состоят из интенсивно корродированных ядер с двумя, а чаще с тремя или четырьмя оболочками с коррозионными границами между ними. Ядра цирконов содержат первичные расплавные включения, состоящие из бурого силикатного стекла, занимающего до 50 % объема включений, и кристаллических фаз. Присутствие расплавных включений свидетельствует о магматогенном генезисе цирконов ядер, а наличие силикатного стекла в расплавных включениях позволяет говорить о субвулканической природе ядер. В катодолюминисцентном излучении ядра светлые, зональные. Содержание U в них низкое и колеблется от 190 до 250 ppm, содержание тория также низкое: 20-200ppm. Два участка измерения изотопных соотношений в цирконах генетически однородны и не разрушены. По ним получен конкордантный возраст –  $3667 \pm 13$  млн.лет, что, вероятно, и соответствует возрасту протолита амфиболитов.

Первая оболочка на ядрах тонкая, бурая, обогащена ураном (более 1500ppm) и исключительно сильно корродированна. Она содержит только мелкие (1-3 мкм) флюидные включения жидкой CO<sub>2</sub>, характерные для метаморфизма. Флюид из нее проникает в ядра по трещинкам, образуя иногда в ядрах вторичные флюидные включения. Таким образом, первая оболочка на ядрах имеет метаморфогенный генезис и, соответствует, по-видимому, гранулитовому метаморфизму. Ее дискордантный возраст по единичным измерениям составляет около  $3570 \pm 13$  млн. лет.

Вторая оболочка на ядрах более широкая, коричневато-зеленоватая, содержит немного меньше урана, чем предыдущая. В ней наблюдаются первичные флюидные и расплавные включения. Расплавные включения раскристаллизованы полностью и часто образуют «затеки» по трещинкам как в первую оболочку, так и в ядра, формируя вторичные расплавные включения и приводя к перекристаллизации ядер циркона и первой оболочки вокруг них. Флюидные включения представлены высококонцентрированными водными растворами. Подобные включения характерны для кристаллизации цирконов в условиях амфиболитовой фации, сопровождаемой анатексисом. Конкордантный возраст второй оболочки  $3475 \pm 14$  млн. лет.

Третья и четвертая оболочки на ядрах тонкие и, в основном, не измерены. Единичное измерение третьей оболочки имеет дискордантный возраст около 2.8 млрд. лет. Как в третьей, так и в четвертой оболочках



присутствуют только единичные субмикроскопические однофазовые флюидные включения, что свидетельствует, по-видимому, об их метаморфогенном или метасоматическом генезисе.

**Цирконы из гнейсов** также имеют зональное строение и состоят из ядер и одной, двух, реже трех оболочек. Ядра цирконов содержат различные типы первичных включений: в различной степени раскристаллизованные расплавные включения и первичные флюидные включения. Присутствие различных типов включений в ядрах свидетельствует об осадочной природе протолита гнейсов. Возраст ядер колеблется в пределах от 3.6 до 3.4 млрд. лет. Ядра резорбированы в различной степени и трещиноваты. Первая оболочка на всех ядрах содержит одинаковые первичные включения: флюидные однофазовые и исключительно редкие включения высококонцентрированных водных растворов. Кроме того, отмечается проникновение расплава в ядра по трещинкам, что приводит к образованию в ядрах вторичных расплавных полностью раскристаллизованных включений, а также капли полностью раскристаллизованного расплава, «прилипшие» к резорбированной поверхности ядер. Подобное явление характерно для процесса анатексиса. Конкордантный возраст первой оболочки  $3460 \pm 15$  млн. лет – возраст первого метаморфизма осадочного протолита гнейсов. Вторая оболочка обычно тонкая и по единичным измерениям ее возраст колеблется в пределах 2856–2874 млн. лет. Третья оболочка не измерена, но в мигматитах и гранитах, вмещающих гнейсы, отмечаются цирконы в виде самостоятельных зерен и оболочек исключительно с флюидными первичными включениями, свидетельствующими об их метаморфогенном генезисе и с устойчивыми значениями concorдантного возраста – 2074–2085 млн. лет.

**Выводы.** протолитом амфиболитов были субвулканические породы с возрастом около 3667 млн.лет, которые подверглись гранулитовому метаморфизму с возрастом около 3570 млн.лет. Позднее образовался осадочный протолит гнейсов и как амфиболиты, так и осадочный протолит гнейсов подверглись амфиболитовому метаморфизму и анатексису (повторному для амфиболитов и первому для гнейсов) с возрастом около 3475 – 3450 млн. лет и метаморфизму на рубеже около 2800 и 2000 млн.лет.

Amphibolites and gneisses, occurring as relics among granite gneisses, migmatites and granites, are the oldest Precambrian rocks in the Voronezh crystalline massif. They have been metamorphosed under granulite- and amphibolite-facies conditions. Zircon extracted from them are structurally complex, consisting of cores, resorbed to varying degree, and one or often several shells with corrosion boundaries between them, indicating their polychromous formation pattern. The zircons contain many inclusions. The degree of preservation of both the zircons and the inclusions declines markedly from external shells to the cores: in the cores, most primary melt inclusions and all of fluid inclusions are decrepitated. As the cores are often intensely reworked by later fluid, are fractured, are small in size and are not always completely open, many age estimates are considerably distorted and underestimated. Therefore, the SHRIMP-II dating of the zircons has provided a wide range of both concordant and discordant ages. In the paper, the authors present data obtained only by measurements made for genetically homogeneous zones in the zircons, while data on genetically heterogeneous zones were disregarded.

**Zircons from amphibolites** are represented by both prismatic and isometric xenomorphic grains and consist of highly corroded cores with two to three or four shells with corrosion boundaries between them. The cores of the zircons contain primary melt inclusions consisting of brown silicate glass, which accounts for up to 50 % of inclusion volume, and crystalline phases. The presence of melt inclusions indicates the magmatic origin of core zircons, and the presence of silicate glass in melt inclusions suggests the subvolcanic nature of the cores. The cores are light and zonal in cathode luminescence. Their U concentration is low, varying from 190 to 250 ppm, and Th concentration is also low, ranging from 20 to 200 ppm. Two zircon zones, where isotopic ratios were measured, are genetically homogeneous and are not destroyed. Their concordant age is  $3.667 \pm 13$  Ma, which seems to correspond to the age of the protolith of amphibolites.

The first shell on the cores is brown and thin. It is enriched in uranium (over 1500 ppm) and is extremely corroded. It only contains fine (1–3  $\mu\text{m}$ ) fluid inclusions of liquid  $\text{CO}_2$  typical of metamorphism. The fluid from it penetrates into the cores along minute fractures, occasionally forming secondary fluid inclusions. Thus, the first shell on the cores was produced by metamorphism origin, presumably under granulite-facies conditions. Its discordant age estimated from scarce measurements is  $\text{ca. } 3570 \pm 13$  Ma.

The second shell on the cores is wider, has a brownish-greenish colour and contains slightly less uranium than the previous one. It hosts both primary fluid and melt inclusions. The melt inclusions are completely recrystallized and often “leak” along the fractures into the shell and the cores, forming secondary melt inclusions and resulting in the recrystallization of core zircon and the first shell around the cores. Fluid inclusions are represented by high-concentration water solutions. Such inclusions are characteristic of zircon crystallization under amphibolite-facies conditions accompanied by anatexis. The concordant age of the second shell is  $3475 \pm 14$  Ma.

The third and fourth shells on the cores are thin and have not been measured basically. The only measurement of the third shell gave a discordant age of ca. 2.8 Ga. Only scarce submicroscopic one-phase fluid inclusions are present in the third and fourth shells, suggesting no their metamorphic or metasomatic origin.

**Zircons from gneisses** also show a zonal structure and consist of cores and 1-2 to (less commonly) three shells. The cores of the zircons contain various types of primary inclusions such as melt inclusions recrystallized to a varying degree and primary fluid inclusions. The presence of different types of inclusions in the cores indicates the sedimentary nature of the protolith of gneisses. The age of the cores ranges from 3.6 to 3.4. The cores are resorbed to a varying degree and are fractured. The first shell on all the cores contains identical primary inclusions such as fluid single-phase and extremely rare inclusions of highly concentrated water solutions. Furthermore, melt is observed to penetrate into the cores through fractures, giving rise to secondary, completely recrystallized melt inclusions in the cores and completely recrystallized melt drops, which “adhered” to the resorbed core surface. This phenomenon is characteristic of anatexis. The concordant age of the first shell,  $3460 \pm 15$  Ma, is the age of the first metamorphism of the sedimentary protolith of gneisses. The second shell is usually thin, and its age varies from 2856 to 2874 Ma, as shown by few measurements. The third shell has not been measured, but there are gneiss-hosting migmatites and granites with zircons in the form of independent grains and shells, solely with primary fluid inclusions, which indicate their metamorphic origin, and stable concordant ages of 2074–2085 Ma.

**Conclusions.** Subvolcanic rocks with an age of about 3667, which have been subjected to ca. 3570 Ma granulite-facies metamorphism were the protolith of amphibolites. The sedimentary protolith of gneisses was formed later, and both the amphibolites and the sedimentary protolith of gneisses, underwent amphibolite-facies metamorphism and anatexis (repeated anatexis for amphibolites and the first for gneisses) with an age of about 3475 – 3450 Ma and metamorphism at about 2800 and 2000 Ma.

## РОЛЬ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ В ЭКЛОГИТИЗАЦИИ БАЗИТОВ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Травин В.В.<sup>1</sup>, Козлова Н.Е.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, travin@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия

## CONTRIBUTION OF DUCTILE DEFORMATION TO BASIC ROCK ECLOGITIZATION IN THE GRIDINO AREA, BELOMORIAN MOBILE BELT

Travin V.V.<sup>1</sup>, Kozlova N.E.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, travin@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia

В районе села Гридино (центральная часть Беломорского подвижного пояса), сложенном в основном полосчатыми плагиогнейсами, широко распространены пластические зоны сдвига, с которыми связана высокотемпературная эклогитизация базитов [1]. Эклогитизации подвержены как породы небольших тел, заключенных в гнейсы (ксенолиты или обломки тектонического меланжа [2]), так и породы даек магнезиальных габброноритов и оливиновых габброноритов комплекса лерцолитов-габброноритов с возрастом около 2.4 млрд. лет [3] и даек железистых метагаббро (более молодых, чем дайки габброноритов [4]). Дайки, локализованные в пластических зонах сдвига, полностью эклогитизированы. Породы даек железистых метагаббро сложены минералами метаморфических парагенезисов даже в тех случаях, когда дайки не несут признаков деформаций. В неравномерно деформированных дайках магнезиальных габброноритов и оливиновых габброноритов установлено, что степень структурных и минеральных изменений пород связана со степенью их деформированности и флюидной проработки. Относительно слабо деформированные габбронориты имеют массивные текстуры и апомагматические структуры с реакционными каймами граната и омфациита на границах первично-магматических зерен плагиоклаза и пироксенов, обычные для стадии доменных равновесий – промежуточной стадии эклогитизации между магматической породой и полностью равновесным эклогитом. Усиление степени деформированности пород приводит к образованию равновесных эклогитов с анизотропными метаморфическими структурами и текстурами. Pl-Opx-Grt-Omp парагенезис эклогитизированных пород свиде-



тельствует об образованиях их при давлениях, отвечающих малоглубинной фации плагиоклазовых эклогитов [5]. В условиях интенсивной флюидной проработки отмечается ориентированный рост значительно более крупных неомасел минералов парагенезиса амфиболовых эклогитов.

Ductile shear-zones, responsible for high-temperature basic rock eclogitization, are widespread in the Gridino area (central Belomorian mobile belt), which consists dominantly of banded plagiogneisses [1]. Both small bodies hosted by gneisses (xenoliths or fragments of tectonic mélange [2]) and the 2.4 Ga rocks [3] of the Mg-rich gabbro-norite and olivine gabbro-norite dykes of a lherzolite-gabbro-norite complex and the Fe-rich metagabbro dykes, younger than the gabbro-norite dykes, have been eclogitized [4]. The dykes located in ductile shear-zones have been completely eclogitized. The rocks of Fe-rich metagabbro dykes consist of the minerals of metamorphic parageneses even though the dykes exhibit no signs of deformation. In the irregularly deformed dykes of Mg-rich gabbro-norites and olivine gabbro-norites the degree of structural and mineral rock alterations is related to the degree of their deformation and fluid reworking. Relatively poorly deformed gabbro-norites have massive textures and apomagmatic structures with the reaction rims of garnet and omphacite at the boundaries of primary-magmatic plagioclase and pyroxene grains, common at a domain equilibrium stage, an intermediate eclogitization stage between igneous rock and completely equiponderous eclogite. As deformation becomes more intense, equiponderous eclogites, showing anisotropic metamorphic structures and textures, are produced. The Pl-Opx-Grt-Omp paragenesis of eclogitized rocks suggests that they were formed at pressures corresponding to the shallow-depth facies of plagioclase eclogites [5]. The oriented growth of the much bigger mineral neoblasts of amphibole eclogite paragenesis, affected by intense fluid reworking, is observed.

#### Литература – References

1. Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorje // *Petrology*, 2009. Vol. 17. No. 7. P. 684-706.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Кониллов А.Н., Кузнецов Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.
3. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 5. С. 503-522.
4. Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Доклады Академии Наук СССР, 1990. С. 78-101.
5. Korikovsky S.P. Pressure effect on the stability and assemblages of acid plagioclase in medium-temperature metabasites, eclogites, and associated gneisses. *Geol. Carpathica*. 1999. V. 50. Spec. issue. P. 115-117.

### ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА ПРОЦЕССОВ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ БАЗИТОВ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Травин В.В.<sup>1</sup>, Козлова Н.Е.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, travin@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия kozlova@afmgmtu.apatity.ru

### PROBLEMS IN THE AGE OF BASIC ROCK ECLOGITIZATION PROCESSES IN THE GRIDINO AREA, BELOMORIAN MOBILE BELT

Travin V.V.<sup>1</sup>, Kozlova N.E.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, travin@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia kozlova@afmgmtu.apatity.ru

Давно известные проявления процесса эклогитизации базитов в районе села Гридино [1, 2] в последнее время стали объектом пристального внимания исследователей, результаты работ которых опубликованы в многочисленных сообщениях. Дискуссионными являются как природа, так и возраст процесса эклогитизации. В публикациях двух коллективов исследователей представлены данные изотопного датирования процесса. О.И. Володичев с соавторами выделяют две возрастные группы эклогитов – архейскую, представленную эклогитизированными обломками меланжа, заключенными в гнейсы (2720±8 млн. лет, датирование на острове

Столбиха [3]) и раннепротерозойскую, в составе которой установлены три возрастные генерации, установленные в дайках базитов разного состава. Согласно К.А. Докукиной с соавторами, процесс образования эклогитов района был одноактным, его архейский возраст ( $2634 \pm 5$  млн. лет) получен в результате датирования «кварц-полевошпатовой лейкосомы» в «дайке», сложенной «эклогитоподобной» породой [4 и др.].

Результаты нашего изучения геологической структуры района и петрографии пород показали, что процесс эклогитизации базитов разного возраста и состава локализован в вертикальных пластических зонах сдвига разного (от полутора до десятков метров шириной) масштаба. Важными являются два обстоятельства. Во-первых, там, где среди эклогитов, рассматриваемых как архейские, присутствуют тела габброноритов комплекса лерцолитов-габброноритов, последние также эклогитизированы. Во-вторых, в эклогитах, рассматриваемых как архейские, не устанавливается признаков двукратной эклогитизации.

Приуроченность времени становления комплекса лерцолитов-габброноритов к началу протерозоя, установленная В.С. Степановым по геологическим данным [5], подтверждена данными изотопного датирования (около 2.4 млрд. лет). Соответственно, признаком архейского возраста процесса эклогитизации могли бы быть факты отсутствия признаков эклогитизации в дайках этого комплекса, секущих эклогиты. Таких фактов пока не установлено.

Совместная эклогитизация базитов разного возраста, включая древнейшие (догабброноритовые) обломки меланжа (ксенолиты?) и тела (дайки и будины даек) габброноритов с возрастом 2.4 млрд. лет, а также даек еще более молодого комплекса коронитовых габбро, локализованных в пластических зонах сдвига, является признаком раннепротерозойского возраста процесса эклогитизации. На сей день не известно фактов сечения тел, сложенных эклогитизированными породами неэклогитизированными дайками комплекса лерцолитов-габброноритов, которые определенно указывали бы на додайковый, по-видимому, архейский, возраст процессов эклогитизации.

Несоответствие геологических и геохронологических данных свидетельствует о проблематичности интерпретации последних. Неоправданно усложняющим интерпретацию изотопных данных, представляется выбор объектов для датирования. Так, выводы об архейском возрасте эклогитизации в районе села Гридино одним коллективом исследователей сделаны по результатам датирования на острове Столбиха, где раннепротерозойские габбронориты не известны, а другим – на основе изучения пород, эклогитизация которых не доказана.

Вместе с тем, особенности геологии района (обилие тел реперного комплекса лерцолитов-габброноритов (включая неравномерно деформированные и эклогитизированные дайки) и его прекрасная обнаженность) позволяют во многих случаях геологическими методами устанавливать относительный (до или после габброноритов с возрастом около 2.45 млрд. лет) возраст процесса. Это дает возможность контролировать изотопные данные и давать им геологическую интерпретацию. Известны обнажения, в которых эклогитизация с образованием равновесных эклогитов, локализована в пределах маломощных пластических зон сдвига, секущих дайки комплекса лерцолитов-габброноритов, сложенные габброноритами с апомагматическими коронитовыми структурами. Выделение и изучение цирконов из эклогитов и коронитов, слагающих такие дайки, позволило бы получить геологически «привязанные» и методически важные результаты.

---

Well-known basic rock eclogitization events near the Town of Gridino [1, 2] have lately attracted the close attention of geoscientists, who have reported the results of their studies in numerous publications. Both the nature and age of eclogitization are open to discussion. Two research teams have published their isotopic data on this process. O.I. Volodichev et al. distinguish two age groups of eclogites: 1) an Archaean group consisting of eclogitized fragments of mélangé hosted by gneisses ( $2720 \pm 8$  Ma, dated on Stolbikha Island [3]) and 2) an Early Proterozoic group consisting of three age generations identified in compositionally different basic rock dykes. According to K.A. Dokukina et al., eclogite formation in the Gridino was a one-act process. Its Archaean age of  $2634 \pm 5$  Ma was obtained by dating a “quartz-feldspar leucosome” in a “dyke” composed of “eclogite-like” rock [4 etc.].

The study of the geological structure and rock petrography of the area has shown that basic rocks, differing in age and composition, were eclogitized in vertical ductile shear-zones that range in width from 1.5 m to tens of metres. Two points are essential in this context. Firstly, where the gabbro-norite bodies of a lherzolite-gabbro-norite complex are present among the eclogites considered to be Archaean, they also are eclogitized. Secondly, the eclogites dated as Archaean show no signs of two-act eclogitization.

That the lherzolite-gabbro-norite complex had been formed by early Proterozoic time has been inferred by V.S. Stepanov from geological evidence [5] and supported by isotope dating (ca. 2.4 Ga). Consequently, the Archaean age of eclogitization could be indicated by the absence of signs of eclogitization in the dykes of this complex that cut eclogites, but such evidence is not available yet.



The combined eclogitization of different-aged basic rocks, including the oldest (pre-gabbro-norite) fragments of melange (xenoliths?) and 2.4 Ga gabbro-norite bodies (dykes and boudins of dykes), as well as the dykes of a still younger complex of coronitic gabbro, located in ductile shear-zones, indicate the Early Proterozoic age of eclogitization. There is no evidence for the cross-cutting of bodies composed of eclogitized rocks by non-eclogitized dykes of a lherzolite-gabbro-norite complex, which definitely indicated the pre-dyke, presumably Archaean, age of eclogitization processes.

The discrepancy of geological and geochronological data creates interpretation problems. Problems in interpreting isotope data seem to have arisen from the incorrect selection of study areas. For example, the Archaean age of eclogitization in the Gridino area has been inferred by one research team from dating on Stolbikha Island, where Early Proterozoic gabbro-norites are unknown, and by other research team from analysis of the rocks, whose eclogitization has not been proved.

At the same time, the geological characteristics of the area, such as the abundance of the bodies of the reference lherzolite-gabbro-norite complex (including irregularly deformed and eclogitized dykes) and good exposures, often make it possible to use geological methods to estimate the relative (prior to or after ca. 2.45 Ga gabbro-norites) age of the process. Isotope data can thus be checked and interpreted geologically. In some outcrops, eclogitization, which has produced equiponderous eclogites, is located in thin ductile shear-zones, which cut the dykes of the lherzolite-gabbro-norite complex that consist of gabbro-norites with apomagmatic coronitic structures. Geologically referenced and methodically essential results could be obtained by identifying and analyzing zircons from the eclogites and coronites that build up such dykes.

#### Литература – References

1. Володичев О.И. Эволюция метаморфизма полициклического беломорского комплекса // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л.: Наука. 1977. С. 57-79.
2. Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КарФАН СССР. 1990. С. 78-101.
3. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н., Кузнецов Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.
4. Докукина К.А., Каулина Т.В., Конилов А.Н. Датирование реперных событий в истории докембрийских сложнодислоцированных комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерализация Северо-Запада России. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 120-124.
5. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.

### РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО КРАТОНА: СОСТАВ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ

*Туркина О.М.<sup>1</sup>, Бережная Н.Г.<sup>2</sup>, Урманцева Л.Н.<sup>1</sup>, Пресняков С.Л.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, turkina@uiggm.nsc.ru

<sup>2</sup> ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, nataliaber@mail.ru

### AN EARLY PRECAMBRIAN GRANULITE COMPLEX OF THE ANGARA-KAN TERRANE, SOUTH-WESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON

*Turkina O.M.<sup>1</sup>, Berezhnaya N.G.<sup>2</sup>, Urmantseva L.N.<sup>1</sup>, Presnyakov S.L.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, turkina@uiggm.nsc.ru

<sup>2</sup> CIS VSEGEI, St. Petersburg, Russia, nataliaber@mail.ru

Ангаро-Канский блок сложен главным образом двумя раннедокембрийскими метаморфическими комплексами: канским гранулитовым и енисейским амфиболит-гнейсовым. В составе канского комплекса обособляются две ассоциации. Первая включает гранат-двупироксеновые кристаллосланцы, чередующиеся с меланократовыми гранатсодержащими гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами, протолиты которых сопоставляются с магматическими породами. Во вторую доминирующую ассоциацию, образованную в результате метаморфизма терригенных пород, объединяются гиперстен-биотитовые, гранат-гиперстеновые и гранат-биотитовые плагио- и двуполевошпатовые гнейсы, содержащие горизонты высокоглиноземистых кордие-

рит- и силлиманитсодержащих гнейсов. Ранее возраст протолита гиперстеновых гнейсов оценивался не более 2.6-2.7 млрд. лет, а время гранулитового метаморфизма ~1.9 млрд. лет [1]. Верхняя возрастная граница формирования гранулитового комплекса определяется внедрением ( $1837 \pm 3$  млн. лет) коллизионных гранитов Таракского массива [3].

Гранат-двопироксеновые кристаллосланцы и меланократовые гнейсы, сложенные клинопироксеном, плагиоклазом, гранатом, гиперстеном, роговой обманкой, биотитом и кварцем, имеют сходный минеральный состав, различаясь главным образом соотношением лейкократовых и темноцветных минералов. Для пород характерно развитие коронитовых структур с образованием граната вокруг зерен клинопироксена. В качестве акцессорных фаз присутствуют апатит, сфен, циркон и ильменит. Установленные по высокоглиноземистым гнейсам условия метаморфизма, характеризуются широкими вариациями  $P$  (6-4 кбар) и  $T$  (800-650°C). По парагенезису ортопироксен-кварц-силлиманит близкие к пиковым  $PT$  условия оцениваются  $\geq 8$  кбар и  $\geq 900^\circ C$  [4].

Доминирующие гранат-двопироксеновые кристаллосланцы и меланократовые гнейсы (гранулиты основного и среднего состава) отвечают ряду пород от базальтов до андезитов ( $SiO_2 = 48,1-57,9$  мас. %). Породы имеют узкий диапазон содержания  $MgO$  (6,6-3,7 мас. %) и низкую магнезиальность ( $Mg\# = 36-22$ ), содержание  $TiO_2$  изменяется от 1,7 до 0,6 мас. %. Гранулиты характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с высоким  $(La/Yb)_n$  (от 3,9-6,0 для кристаллосланцев до 7,3-19,6 для гнейсов). На мультиэлементных спектрах проявлено обогащение Ba и обеднение Nb относительно легких РЗЭ ( $Nb/La_{pm} = 0,3-0,95$ ), что определяет сходство кристаллосланцев и гнейсов с магматическими породами субдукционных обстановок. Величины модельного Nd возраста ортогнейсов ( $T_{Nd}(DM) = 2,8-3,0$  млрд. лет) свидетельствуют о формировании их протолитов за счет позднеархейского корового источника и определяют нижнюю возрастную границу их образования не древнее 2,8 млрд. лет.

В гранат-двопироксеновых кристаллосланцах и меланократовых гнейсах доминируют многоплоскостные кристаллы циркона с секториальной или «елочковидной» зональностью в катодолюминисцентном изображении (КЛИ), реже встречаются призматически-округлые кристаллы, характеризующиеся наличием ядер и оболочек. В одной из проб кристаллосланцев установлены единичные ядра циркона с реликтами ростовой зональности и возрастом от 2,7 до 2,3 млрд. лет. Эти ядра характеризуются наиболее высокими концентрациями тяжелых РЗЭ ( $Yb = 290-520$  ppm) и Y (800-2100 ppm), повышенным Lu/Hf (0,005-0,012) и по этим параметрам сопоставимы с цирконом магматического происхождения. Преобладающие темные в КЛИ ядра имеют «размытую» зональность и относительно обеднены Yb (240-340 ppm) и Y (770-1100 ppm), что может быть связано с их преобразованием при метаморфизме. Возраст темных в КЛИ ядер и оболочек на «древних» ядрах составляет  $1923 \pm 16$  млн. лет. Незональные в КЛИ оболочки с возрастом  $1774 \pm 15$  млн. лет сильно деплетированы Yb (80-198 ppm) и Y (226-264 ppm) и имеют низкое Lu/Hf (0,0017-0,0043), что позволяет связывать их рост с гранулитовым метаморфизмом в равновесии с гранатом. Во второй пробе кристаллосланца максимальный возраст ядер не превышает 1,9-2,1 млрд. лет, а оболочек и «гранулитовых» округлых зерен –  $1772 \pm 35$  млн. лет. Все ядра, оболочки и округлые зерна циркона в той или иной степени обеднены Yb (85-200 ppm) и Y (283-547 ppm), имеют пониженное Lu/Hf (0,0021-0,0052), что указывает на их преобразование и рост при гранулитовом метаморфизме. Для ядер и оболочек циркона из меланократового гнейса установлены два возрастных кластера:  $1935 \pm 14$  и  $1851 \pm 8$  млн. лет. Как ядра, так и оболочки характеризуются низким содержанием Yb (47-220 ppm) и Y (113-635 ppm), пониженным Lu/Hf (0,0013-0,0051). Темные в КЛИ ядра обогащены U (990-2900 ppm), имеют низкое Th/U (0,06-0,2), для них характерен «плоский» спектр в области легких РЗЭ со слабым Ce максимумом ( $Ce/Ce^* = 1,6-6,9$ ), что свидетельствует в пользу перекристаллизации ядер под действием флюида.

Таким образом, в гранулитах основного и среднего состава многоплоскостные кристаллы циркона с секториальной или «елочковидной» зональностью и незональные оболочки в призматически-округлых кристаллах наиболее сильно обеднены тяжелыми РЗЭ, Y и имеют минимальные Lu/Hf отношения. Рост этой генерации циркона, очевидно, связан с гранулитовым метаморфизмом и происходил в равновесии с гранатом. Большая часть слабо зональных ядер в призматически-округлых цирконах также в различной степени деплетирована тяжелыми лантаноидами, Y и обладает пониженными Lu/Hf, что свидетельствует об их перекристаллизации при метаморфизме. С воздействием флюида вероятно связано обогащение части ядер U и легкими РЗЭ. Геохронологические данные позволяют выделить две разновозрастные (~1,85 и ~1,77 млрд. лет) метаморфогенные генерации циркона. По времени образования они коррелируют с двумя рубежами гранитоидного магматизма: коллизионным (1,84 млрд. лет) и внутримитным (1,75 млрд. лет) [2, 3]. Первый этап метаморфизма ( $1866 \pm 7$  млн. лет) установлен также по метаморфогенным оболочкам циркона из высокоглинозemi-



стых гнейсов (метапелитов) канского гранулитового комплекса. Протолиты гранулитов вероятно образовались в позднем архее (~2,7 млрд. лет), а диапазон «кажущихся» возрастов ядер циркона (2,4-1,9 млрд. лет) обусловлен различной степенью их преобразования при метаморфизме.

Таким образом, протолиты преобладающих в канском гранулитовом комплексе гранат-двупироксеновых кристаллосланцев и гнейсов сопоставимы с магматическим породам ряда базальт-андезит, формирование которых происходило вероятно в позднем архее в субдукционной обстановке. В пользу позднеархейского возраста магматических протолитов гранулитов свидетельствуют находки архейских (2,8-2,5 млрд. лет) детритовых ядер циркона в высокоглиноземистых гнейсах канского комплекса. Метаморфизм пород в позднем палеопротерозое происходил субсинхронно с гранитообразованием и был связан с коллизионными и внутриплитными процессами.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09-05-00382).*

The Angara-Kan terrane includes two Early Precambrian metamorphic complexes: the Kan granulitic and Enisey amphibolite-gneissic. The Kan granulitic complex consists of two distinct lithologic associations: 1) garnet-two-pyroxene crystalline shists alternated with melanocratic garnet-bearing orthopyroxene and two-pyroxene gneisses with possibly magmatic protoliths; 2) orthopyroxene-biotite, garnet-orthopyroxene and garnet-biotite plagiogneisses and two-feldspar gneisses with interlayers of high-Al cordierite- and sillimanite-bearing gneisses resulted from metamorphism of terrigenous rocks. Previously, the age of the protolith of orthopyroxene orthogneisses was estimated at 2.6-2.7 Ga, and the time of granulite metamorphism at ca. 1.9 Ga [1]. The  $1837 \pm 3$  Ma age of the Taraka collisional granites restricts an upper limit of the formation of the Kan granulitic complex [3].

The garnet-two-pyroxene crystalline shists and melanogneisses consist of clinopyroxene, plagioclase, garnet, orthopyroxene, hornblende, biotite, and quartz. They are different only in respect to the proportions of leucocratic and melanocratic minerals. Garnet coronary structures around pyroxene grains are typical of these rocks. The accessory minerals are apatite, titanite, zircon, and ilmenite. The mineral parageneses of the high-Al gneisses record variable metamorphic conditions ( $P=4-6$  kbar and  $T=800-650^\circ\text{C}$ ). The orthopyroxene-quartz-sillimanite mineral assemblage is indicative of nearly peak PT conditions at  $\geq 8$  kbar and  $\geq 900^\circ\text{C}$  [4].

According to  $\text{SiO}_2$  contents (48.1 to 57.9 wt. %), the dominating garnet-two-pyroxene crystalline shists and melanogneisses (mafic and intermediate granulites) are basaltic to andesitic. These rocks have a narrow range of MgO (6.6-3.7 wt. %) and low Mg# (36-22);  $\text{TiO}_2$  vary from 1.7 to 0.6 wt. %. The granulites are characterized by fractionated REE patterns with high  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  ranging from 3.9-6.0 to 7.3-19.6 in the crystalline shists and gneisses, respectively. The PM-normalized multi-element patterns display enrichment in Ba and depletion in Nb relative to LREE  $((\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}=0.3-0.95)$ . Geochemically, the granulites are similar to subduction-related magmatic rocks. The 2.8-3.0 Ga model Nd ages of the orthogneisses suggest derivation of their protoliths from Neoarchean crustal sources, and the  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  values restrict the upper limit of the formation after 2.8 Ga.

The garnet-two-pyroxene crystalline shists and melanogneisses contain mainly multi-face or soccer-ball zircons with sectorial and fir-tree zoning, which is seen in cathodoluminescence (CL) images. The subordinate rounded prismatic zircons have clear core-rim structure. In the first sample of mafic granulite there are single zircon cores with relict growth zoning which yielded the ages ranging from 2.7 to 2.3 Ga. These cores have high HREE ( $\text{Yb}=290-520$  ppm), Y (800-2100 ppm) and Lu/Hf (0.005-0.012). These geochemical features of the cores are comparable with those typical of magmatic zircons. The many CL-dark zircon cores have weak or ghost zoning and are depleted in Yb (240-340 ppm) and Y (770-1100 ppm), which could be due to metamorphic alteration. The age of CL-dark cores and rims around "older" cores is  $1923 \pm 16$  Ma. The  $1774 \pm 15$  Ma un-zoned and CL-dark rims are strongly depleted in Yb (80-198 ppm) and Y (226-264 ppm) and have low Lu/Hf (0.0017-0.0043), suggesting that the growth of zircon rims took place during granulite metamorphism contemporaneous with garnet growth. In another sample of mafic granulite the maximal age of zircon cores is 1.9-2.1 Ga, whereas the zircon rims and soccer-ball grains yielded the age of  $1772 \pm 35$  Ma. All cores, rims and soccer-ball grains are variably depleted in Yb (85-200 ppm) and Y (283-547 ppm) and characterized by lower Lu/Hf (0.0021-0.0052). Those geochemical features can be interpreted as a result of zircon recrystallization and growth during granulite metamorphism. In the sample of melanocratic gneiss the zircon cores and rims yielded two ages of  $1935 \pm 14$  and  $1851 \pm 8$  Ma. Both cores and rims are characterized by low Yb (47-220 ppm) and Y (113-635 ppm) contents and lower Lu/Hf (0.0013-0.0051) indicating alteration and growth of zircons during high-grade metamorphism. In addition, CL-dark zircon cores are enriched in U (990-2900 ppm) resulting in low Th/U ratios (0.06-0.2) and have "flatter" LREE patterns with weak Ce anomalies ( $\text{Ce}/\text{Ce}^*=1.6-6.9$ ) suggesting fluid-induced alteration of zircon cores.

Thus, the multi-face or soccer-ball zircons with sectorial and fir-tree zoning and unzoned zircon rims from the mafic and intermediate granulites under study are greatly depleted in HREE and Y and have the lowest Lu/Hf ratios. The growth of soccer-ball grains and zircon rims obviously occurred contemporaneously with garnet growth during granulite metamorphism. The most weakly zoned cores in rounded prismatic zircons are also variably depleted in HREE and Y and have lower Lu/Hf ratios suggesting recrystallization of zircon cores during high-grade metamorphism. The enrichment of some zircon cores in U and LREE seems to result from fluid-induced metamorphic alteration. The U-Pb isotopic data allowed us to consider two generations of metamorphic zircons with ages of ca. 1.85 and ca. 1.77 Ga. The two stages of the metamorphic growth of zircons correlate with the two stages of granitoid magmatism: the collisional stage at 1.84 Ga and the intra-plate stage at 1.75 Ga [2, 3]. The first stage of metamorphism (1866±7 Ma) was also established in the rims of metamorphic zircons from high-Al gneisses of the Kan granulite complex. The protoliths of the mafic and intermediate granulites probably formed in the Late Archaean, at ca. 2.7 Ga, whereas the range of apparent ages of zircon cores resulted from variable alteration of zircons during granulite metamorphism.

Conclusively, the protoliths of most mafic and intermediate granulites from the Kan metamorphic complex are similar to basaltic to andesitic magmatic rocks, which likely formed in Neoarchaean in subduction-related settings. More support for this conclusion comes from the presence of Archaean (2.8-2.5 Ga) detrital zircons in high-Al gneisses of the Kan complex. The primary magmatic and sedimentary rocks were metamorphosed in the Late Paleoproterozoic, sub-synchronously with the emplacement of granites in collisional and intra-plate environments.

*The work was supported by RFBR grant 09-05-00382.*

#### Литература - References

1. Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского края // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35-40.
2. Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К. и др. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузевитов) Ангара-Канский выступ (Енисейский край) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 864-867.
3. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // ДАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 386-391.
4. Perchuck L.L., Gerya T.V., Nozhkin A.D. Petrology and retrogression in granulites of the Kanskiy Formation, Yenisey Range, Eastern Siberia // J. Metamorphic Geology. 1989. V. 7. P. 599-617.

## ЭВОЛЮЦИЯ АРХЕЙСКИХ ГРАНУЛИТОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ФИНЛЯНДИИ

*Holttä, P.*

Геологическая служба Финляндии, Эспоо, Финляндия, pentti.holttä@gtk.fi

## EVOLUTION OF ARCHEAN GRANULITES IN CENTRAL FINLAND

*Holttä, P.*

Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, pentti.holttä@gtk.fi

Тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) – комплексы архейской Западно-Карельской провинции Фенноскандинавского щита были метаморфизованы в условиях верхней амфиболитовой и гранулитовой фаций. Определение возрастов титанита, монацита и циркона из лейкосом гранулитов и мигматитов ураново-свинцовым методом показало, что метаморфизм высокой степени в основном происходил 2,71-2,69 млрд. лет назад, одновременно с внедрением неоархейских гранитов и гранодиоритов. В породах гранулитовой фации метаморфизм был моложе - около 2,64-2,62 млрд. лет. [1, 2].

Гранулиты средней степени, метаморфизованные при давлении 9-11 кбар и температуре 800-900°C, обнаружены лишь в комплексе Иисалми (Центральная Финляндия). Эти породы имеют сложную историю метаморфизма от мезоархея до палеопротерозоя. Изучение валовых проб и изотопной геохимии показало, что гранулитовый комплекс был образован путем аккреции пород с возрастом 3,2 млрд. лет и неоархейских пород [2]. Самый древний ураново-свинцовый возраст циркона, 3,2 млрд. лет, был получен из мафических и промежуточных мезосом мигматитовых гранулитов и связанных с ними пород верхней амфиболитовой фации. 2,70 млрд. лет назад произошло крупное магматическое событие с внедрением



огромного количества ортопироксенсодержащих диоритов и кварцевых диоритов (эндербитов) и последующим метаморфизмом гранулитовой фации [2, 3]. 2,3-2,1 млрд. лет назад в этом районе произошло внедрение роя мафических долеритовых даек, а 1,89-1,88 млрд. лет назад, в период свекофенской орогении, район был прорван зонами сдвиговых деформаций и интрузиями габбро и гранитоидов [3]. Проявление свекофенского метаморфизма в западной части Карельской провинции установлено путем определения возрастов роговой обманки и биотита калий-аргоновым методом (в основном 1,85-1,79 млрд. лет) и палеомагнитных направлений, которые являются в основном свекофенскими [4]. Гранулиты Иисалми представляют собой исключение: в них калий-аргоновые возраста по биотиту составляют 2,4-2,1 млрд. лет, а по роговой обманке – 2,71-2,64 млрд. лет [5].

Самое высокое давление, около 11 кбар, обнаружено в северо-западных частях гранулитового комплекса; оно показывает, что эти части представляют собой более глубокий разрез коры. За “пиковыми” условиями последовало охлаждение и декомпрессия примерно до 700°C и 7 кбар. В составах магнезиальных мафических гранулитах гранат разрушился в ходе реакции  $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz} = \text{Opx} + \text{Pl}$  с образованием псевдоморфоз по гранату, тогда как в породах с высоким содержанием кальция и железа гранат образовался в результате реакций  $\text{Cpx} + \text{Pl} = \text{Grt} + \text{Qtz}$  и  $\text{Scp} + \text{Cpx} = \text{Grt} + \text{CO}_2$ . Второе метаморфическое событие в условиях более низких давлений привело к образованию в мафических гранулитах ортопироксен/роговообманковых-анортит-плагноклазовых симплектитов по краям и в трещинах гранатов, а также ортопироксен-плагноклазовых и клинопироксен-плагноклазовых симплектитов по краям роговой обманки. Это, по-видимому, связано с полухрупкой трещиноватостью коренной породы либо в процессе внедрения палеопротерозойских долеритов 2,3-2,1 млрд. лет назад, либо в ходе свекофенской орогении 1,89-1,88 млрд. лет назад. Гидратация, связанная с этим событием, привела к образованию трещин, выполненных эпидотом [6].

Среди мафических гранулитов существуют редкие Mg-Al-гранулиты с минеральными ассоциациями:  $\text{Grt-Crd-Sil-Qtz-Rt} \pm \text{Oam} \pm \text{Opx}$ ,  $\text{Opx-Oam-Crd-Qtz} \pm \text{Rt} \pm \text{Pl} \pm \text{Sil}$ ,  $\text{Oam-Opx-Pl-Qtz-Rt}$  и  $\text{Grt-Crd-Oam-Qtz-Rt}$ . Некоторые магнезиальные породы имеют ассоциацию  $\text{Phl-Crd-Qtz-Rt}$  и  $\text{Krn-Oam-Phl} \pm \text{Cor} \pm \text{Spr} \pm \text{Opx} \pm \text{Rt}$ . В Mg-Al-гранулитах отмечаются коронитовые структуры, например, корона из кордиерита и граната между ортопироксеном и sillimanитом, что является показателем реакции  $\text{Opx} + \text{Sil} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Grt} + \text{Crd}$ , происходящей в ходе декомпрессии [7, 8]. Ферромагнезиальные минералы в основном претерпели интенсивные регрессивные изменения вдоль краев и трещин с образованием хлорита, талька, ставролита, кианита и андалузита. Это, очевидно, результат протерозойского метаморфизма.

В гранулитах Иисалми влияние протерозойского метаморфизма и деформации проявляется локально, однако в комплексе Раутаваара, к востоку от гранулитов Иисалми, все минеральные ассоциации гранулитовой фации подверглись частичному или полному разложению в ходе протерозойского метаморфизма при температуре около 550-650°C и давлении 5-6 кбар [2]. В комплексе Раутаваара можно увидеть даже протерозойскую метаморфическую зональность. В перглиноземистых породах, испытавших регрессивный метаморфизм и залегающих рядом с гранулитами, кианит – это единственный  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -минерал, в то время как все три силиката Al встречаются в перглиноземистых гнейсах. Изучение детритового циркона из метаосадков комплекса Раутаваара выявило две популяции цирконов: более древнюю – 2,75-2,72 млрд. лет и более молодую – 2,64-2,62 млрд. лет, причем последняя имеет такой же возраст, как и возраст метаморфизма гранулитов Иисалми [2]. У более молодых зерен циркона обычно наблюдаются высокое содержание урана и низкие отношения Th/U по сравнению с другими зернами циркона.

Возраст метаморфизма гранулитов Иисалми моложе, чем возраст окружающих пород амфиболитовой фации, что, вероятно, указывает на медленное охлаждение в нижней коре, сложенной гранулитами. Архейские коренные породы Западно-Карельской провинции сильно фрагментированы в результате протерозойской переработки, а окончательное поднятие гранулитов, вероятно, произошло в процессе свекофенской коллизии.

---

The TTG (tonalitic-trondhjemitic-granodioritic) complexes of Archean Western Karelian province in the Fennoscandian shield were metamorphosed in upper amphibolite facies and granulite facies conditions. On the basis of U-Pb ages on titanite, monazite and zircon from granulites and migmatite leucosomes high grade metamorphism mostly took place at 2.71-2.69 Ga, coevally with the emplacement of the Neoproterozoic granites and granodiorites. In the granulite facies rocks metamorphism was younger, c. 2.64-2.62 Ga [1, 2].

Medium pressure granulites, metamorphosed at c. 9-11 kbars and 800-900°C are found only in the Iisalmi complex in Central Finland. These rocks have a complex metamorphic history from Mesoproterozoic to Paleoproterozoic. On the basis of whole rock and isotope geochemistry the granulite complex was formed by accretion of the 3.2 Ga rocks and Neoproterozoic

rocks [2]. The oldest zircon U-Pb ages of 3.2 Ga are from mafic and intermediate mesosomes of migmatitic granulites and associated upper amphibolite facies rocks. At 2.70 Ga there was a major magmatic event with voluminous orthopyroxene bearing dioritic and quartz dioritic intrusions (enderbites), followed by granulite facies metamorphism [2, 3]. The area was intruded by mafic dolerite dyke swarms at 2.3-2.1 Ga, and eventually cut by shear zones and intruded by gabbros and granitoids during the Svecofennian orogeny at 1.89-1.88 Ga [3]. The Svecofennian metamorphism in the western Karelian province is manifested by reset K-Ar hornblende and biotite ages, which are mostly 1.85-1.79 Ga, and by the paleomagnetic directions which are mostly Svecofennian [4]. The Iisalmi granulites form an exception where K-Ar ages on biotite are 2.4-2.1 Ga and on hornblende 2.71-2.64 Ga [5].

The highest pressures, c. 11 kbar are found in the northwestern parts of the granulite complex indicating that they represent a deeper section of the crust. 'Peak' conditions were followed by cooling and decompression to around 700°C and 7 kbar. In Mg rich mafic granulites compositions garnet broke down in the reaction  $\text{grt} + \text{cpx} + \text{qtz} = \text{opx} + \text{pl}$  producing pseudomorphs after garnet, whereas in Ca and Fe rich rocks garnet was a product of reactions  $\text{cpx} + \text{pl} = \text{grt} + \text{qtz}$  and  $\text{scp} + \text{cpx} = \text{grt} + \text{CO}_2$ . The second metamorphic event at lower pressure conditions produced in mafic granulites orthopyroxene/hornblende-anorthitic plagioclase symplectites on garnet rims and fractures, and opx-pl and cpx-pl symplectites on hornblende rims. This seems to be connected with the semibrittle fracturing of the bedrock either during the emplacement of the Palaeoproterozoic dolerites at 2.3-2.1 Ga or during the Svecofennian orogeny at 1.89-1.88 Ga. Hydration connected with this event produced epidote filled fractures [6].

Intercalated with mafic granulites there are rare Mg-Al-granulites with early mineral assemblages  $\text{grt} + \text{crd} + \text{sil} + \text{qtz} + \text{rt} + \text{oam} + \text{opx}$ ,  $\text{opx} + \text{oam} + \text{crd} + \text{qtz} + \text{rt} + \text{pl} + \text{sil}$ ,  $\text{oam} + \text{opx} + \text{pl} + \text{qtz} + \text{rt}$  and  $\text{grt} + \text{crd} + \text{oam} + \text{qtz} + \text{rt}$ . Some Mg-rich layers have the assemblage  $\text{phl} + \text{crd} + \text{qtz} + \text{rt}$  and  $\text{krn} + \text{oam} + \text{phl} + \text{cor} + \text{spr} + \text{opx} + \text{rt}$ . Mg-Al granulites show several corona textures, for example coronas of cordierite and garnet between orthopyroxene and sillimanite, indicating reaction  $\text{opx} + \text{sil} + \text{qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{grt} + \text{crd}$  during decompression [7, 8]. Ferromagnesian minerals are mostly strongly retrogressed along rims and fractures, forming chlorite, talc, staurolite, kyanite and andalusite. This was obviously caused by Proterozoic metamorphism.

In the Iisalmi granulites the imprint of Proterozoic metamorphism and deformation is local but in the Rautavaara complex east of the Iisalmi granulites all granulite facies mineral assemblages were partly or totally decomposed in the Proterozoic metamorphism that took place at c. 550-650°C and 5-6 kbars [2]. In the Rautavaara complex even Proterozoic metamorphic zoning can be seen; in those retrogressed peraluminous rocks that are next to the granulites kyanite is the only  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  mineral, whereas farther in the east all three Al-silicates occur in peraluminous gneisses. Study of detrital zircon from metasediment in the Rautavaara complex shows two zircon populations, the older 2.75-2.72 Ga and the younger 2.64-2.62 Ga, the latter being the same as the metamorphic age in the Iisalmi granulites [2]. The younger zircon grains have typically high U and low Th/U ratios compared with the other zircon grains.

The Iisalmi granulites show younger metamorphic ages than the surrounding amphibolite facies rocks which may be an indication of slow cooling in the lower crust that is represented by the granulites. The Archean bedrock of the Western Karelian province is highly fragmented as a consequence of Proterozoic reworking, and the final uplift of the granulites probably took place during the Svecofennian collision.

## Литература -References

1. Käpyaho A., Hölttä P., Whitehouse M. U-Pb zircon geochronology of selected Neoproterozoic migmatites in eastern Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2007. V. 79. P. 95-115.
2. Mänttari I., Hölttä P. U-Pb dating of zircons and monazites from Archean granulites in Varpaisjärvi, central Finland: evidence for multiple metamorphism and Neoproterozoic terrane accretion // Precambrian Research. 2002. V. 118. P. 101-131.
3. Hölttä P., Huhma H., Mänttari I., Paavola J. P-T-t development of Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland, II: Dating of high-grade metamorphism with the U-Pb and Sm-Nd methods // Lithos. 2000. V. 50. P. 121-136.
4. Pesonen L., Mertanen S. The drift of Fennoscandia in the light of palaeomagnetism with examples from the Finnish GGT/SVEKA transect. Geological Survey of Finland, Report of Investigation. 1996. V. 136. P. 49-54.
5. Kontinen A., Paavola J., Lukkariinen H. K-Ar ages of hornblende and biotite from Late Archean rocks of eastern Finland - interpretation and discussion of tectonic implications: Geological Survey of Finland, Bulletin. 1992. V. 365. P. 31.
6. Hölttä P., Paavola J. P-T-t development of Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland, I: Effects of multiple metamorphism on the reaction history of mafic rocks. // Lithos. 2000. V. 50. P. 97-120.
7. Hölttä P. Geochemical characteristics of granulite facies rocks in the Varpaisjärvi area, central Fennoscandian Shield // Lithos. 1997. V. 40. P. 31-53.
8. Hölttä P., Paavola J. Kornerupine-bearing granulites and evidence of uplift in the Archean Varpaisjärvi area, central Finland. In: Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland. Current Research 1988. Geological Survey of Finland. Special Paper. 1989. V. 10. P. 11-17.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАСОМАТОЗА В МЕТАБАЗИТАХ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

*Ходоревская Л.И.*

ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия, lilia@iem.ac.ru

## PECULIARITIES OF HIGH TEMPERATURE METASOMATOSIS IN METABASITES OF LAPLAND GRANULITE COMPLEX.

*Khodorevskaya L.I.*

Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia, lilia@iem.ac.ru

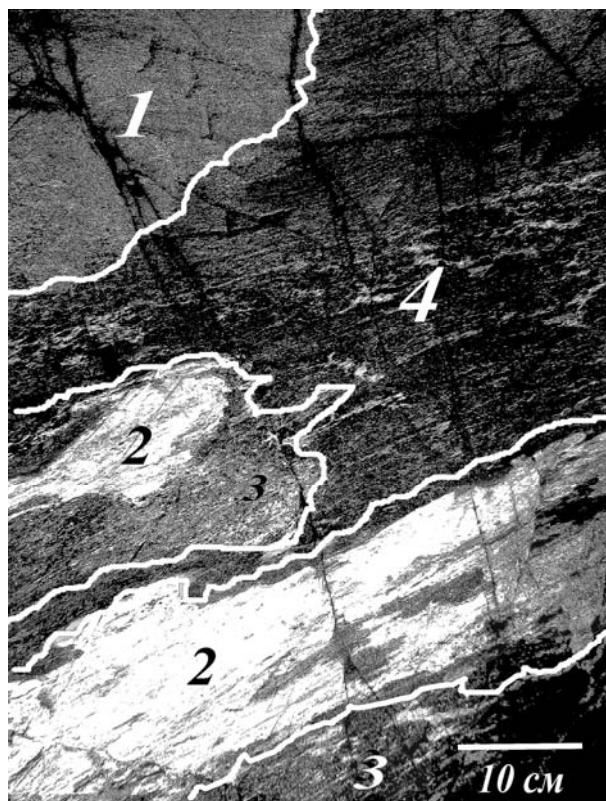
В фациях высоких РТ параметров (верхов амфиболитовой, эклогитовой, гранулитовой) фильтрация флюидов приводит к высокоградному метаморфизму, метасоматозу и гранитизации вмещающих пород. Находки водно-солевых включений в минералах позволяют считать, что флюиды в этих фациях представляют собой высокоплотные солевые рассолы-расплавы с низкой активностью  $H_2O$ . В таких флюидах меняются закономерности растворения породообразующих минералов и формы переноса элементов. Экспериментальные исследования показали, что с ростом солевой нагрузки флюида (солей Na, K) растворимость кварца, полевых шпатов, плагиоклазов падает, а растворимость темнокрасных минералов возрастает [1]. Поэтому фильтрация флюидов с высоким содержанием солей при высоких Т-Р параметрах вызывает преимущественное полное или частичное растворение мафических минералов (Cpx, Opx, Grt, Hbl). Соответственно наблюдается осветление, дебазификация и фельдшпатизация вмещающих пород, а выщелоченные Mg, Ca, Fe и элементы группы железа – Co, Ni, Cr, V могут рассеиваться либо концентрированно переотлагаться в виде метасоматических меланократовых оторочек, прослоев, линз. В случаях, когда соотношение температуры-давления и  $aH_2O$  во флюиде отвечает условиям солидуса, процессы дебазификации и лейкократизации вмещающих пород завершаются образованием кислого расплава с близзвтектическими соотношениями полевых шпатов и кварца. В зависимости от соотношения K/Na во вмещающих породах и/или в фильтрующихся флюидах образующиеся расплавы отвечают эндебитам или чарнокитам. В ряде случаев вокруг указанных расплавов наблюдаются сопутствующие меланократовые проявления, образованные за счет выщелачивания Mg, Fe, Ca из вмещающих пород и их переотложения.



**Рис.1.** Метасоматическая Grt-Cpx-Opx-Hbl-Mag жила, секущая линейность метаанортозитов.

**Fig.1.** Metasomatic Grt-Cpx-Opx-Hbl-Mag vein, transversal to lineation of metaanorthosites

Примером метаморфизма и метасоматоза гранулитовой фации в условиях, когда  $PT - a_{H_2O}$  во флюиде не отвечают параметрам гранитного солидуса, служат преобразования в габбро-анортозитах Колвицкого массива. Норитовые горизонты в габбро-анортозитах из юго-западной части массива в районе губа Ильинская при проградном метаморфизме превратились в эклогитоподобные породы  $Grt+Orx+Crx+Pl\pm Hbl\pm Qtz$  состава, аналогичные соответствующим породам в северо-восточной части Колвицкого массива [2]. Петрографическое изучение и расчеты с использованием TWQ показали, что на пике Свекофеннского метаморфизма и его ретроградной стадии при параметрах  $T = 910-750^\circ C$ ,  $P = 14-7$  кбар происходило формирование основных систем трещин массива [3]. Это обеспечило фильтрацию в породы флюидной фазы и ее взаимодействие с эклогитоподобными породами. Основные составляющие поступающего флюида  $H_2O$  и  $CO_2$  фиксируются по появлению Hbl и Cal. Новообразованный кислый плагиоклаз вплоть до чистого альбита, а также высокая железистость амфибола свидетельствуют о том, что флюиды представляли собой высококонцентрированные солевые растворы-расплавы. Именно высокое содержание солей во флюиде обеспечило частичное растворение мафических минералов (Crx, Orx, Grt, Hbl) эклогитоподобных пород с концентрированным переотложением выщелоченных элементов в виде метасоматических меланократовых жил, хорошо заметных из-за своего темного цвета на фоне светло-серых габбро-анортозитов (рис. 1). Эти жилы отличались от исходных эклогитоподобных пород секущим положением, зональностью и малыми размерами: ширина от 0.5 до 10-12 см, иногда с раздувами и шпирями до 20-25 см, длина жил редко превышала первые метры. Внешние контуры жил резкие, около-жильные изменения в экзоконтакте не наблюдались. Генетическая взаимосвязь меланократовых прослоев габбро-анортозитов и секущих метасоматических жил доказывается подобием состава минералов, близким содержанием в них петрогенных компонентов и закономерным распределением элементов-примесей. Отсутствие мигматитов вокруг метасоматических жил означает, что при указанных параметрах  $a_{H_2O} < 0.16$ , или  $X_{H_2O} < 0.4$  [5].



**Рис.2.** Меланократовые оторочки вокруг Kfs-Pl-Qtz мигматитов: 1- вмещающие гранулиты; 2 – мигматиты; 3-4 - меланократовые оторочки: Grt-Hbl (3) и Hbl- (4) вокруг мигматитов.

**Fig. 2.** Melanocratic rims around Kfs-Pl-Qtz migmatite. (1) Host granulite; (2) migmatite; (3-4) melanocratic rims: Grt-Hbl (3) and Hbl (4) around migmatite.

В случаях, когда соотношение  $PT - a_{H_2O}$  отвечает условиям солидуса гранита, процессы дебазификации и лейкократизации вмещающих пород завершаются образованием кислого расплава. Это процессы гранитизации, наиболее полно обоснованные в работах Д.С. Коржинского. Примером процесса может служить чарнокитизация основных гранулитов, расположенных на южном окончании Колвицкого массива, на мысу между Порьей и Белозерской губой. Здесь отмечены выходы основных кристаллосланцев, метаморфизованных в условиях высокобарической гранулитовой фации [5]. На их плоской поверхности наблюдаются послойные проявления эндербитовой и чарнокитовой мигматизации и гранитизации. Это

серии субпараллельных жил и прожилков мигматитов Kfs-Pl-Qtz состава, шириной от 1 до нескольких десятков см, параллельные гнейсовидности вмещающих гранулитов. Между прожилками мигматитов фиксируются меланократовые оторочки или линзовидные скопления, представленные темноцветными минералами - Grt, Hbl, Cpx, Opx, Bt, в подчиненном количестве находятся Pl, Kfs, Qtz (рис. 2). Ширина оторочек колеблется от 1-3 см до 10-20 см, их меланократовость значительно выше меланократовости вмещающих гранулитов. Как правило, оторочки зональны – непосредственно примыкающие к мигматитам (рис. 1, 2) зоны состоят в основном из гранатов, в небольших количествах отмечены Hbl, Pl, Kfs, Qtz, Cpx, Opx, Bt. По мере удаления от проявлений мигматизации Grt оторочки сменяются зоной сильнейшей амфиболизации, достигающей 1.5 м. В этой зоне основным минералом является амфибол, явно подчиненное положение занимают Pl, Kfs, Qtz, Bt. Другой тип меланократовых проявлений – оторочки вокруг мигматитов, в которых преимущественное развитие получают Hbl и Bt, Grt – в меньшем количестве. Установлено, что мигматизация (чарнокитизация) основных гранулитов и сопутствующие меланократовые проявления в виде оторочек были вызваны фильтрацией флюидов с высоким содержанием хлоридов щелочей, особенно KCl, при  $a_{H_2O} \approx 0.3$ . Взаимодействие вмещающих пород и фильтрующихся флюидов начинались при  $T = 750-800^\circ\text{C}$ ,  $P = 10-12$  кбар вплоть до  $T = 650^\circ\text{C}$ ,  $P = 6-8$  кбар.

Таким образом, процессы гранулитового метасоматоза в Лапландском гранулитовом поясе начинались на пике свекофеннского метаморфизма  $\approx 1910 \pm 3$  млн. лет [2 и ссылки в этой работе] при температурах  $\approx 900^\circ\text{C}$  и давлении, достигающем 14 кбар. Малое количество флюидной фазы (т.е. низкое соотношение флюид/порода) определяло слабую и неравномерную метасоматическую переработку габбро-анортозитов Колвицкого массива. Выщелоченные флюидом компоненты из минералов эколитоподобных пород переосаждались в виде редких маломощных меланократовых секущих жил, возраст которых определяется в  $1872 \pm 5$  млн. лет [6]. На ретроградной стадии при параметрах  $T = 750-800^\circ\text{C}$ ,  $P = 9-10$  кбар в данном районе широко проявились процессы гранитизации и чарнокитизации метабазитов.

*Исследования были проведены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 09-05-00744*

Fluid filtration in facies of high P-T parameters (upper amphibolite, eclogite and granulite) leads to high grade metamorphism, metasomatism and granitization of host rocks. Water-salt inclusions observed in minerals suggest that fluids in those facies should be high dense salt brines-melts with low  $H_2O$  activity. The peculiarities of dissolution of rock-forming minerals change in such fluids as well as element transfer forms. Experimental investigations showed that solubility of quartz, feldspars, plagioclases decreases with increasing salt concentration (Na, K salts) and solubility of dark-colored minerals increases [1]. That is why filtration of fluids with high salt content at high P-T parameters is followed by partial or mainly complete dissolution of mafic minerals (Cpx, Opx, Grt, Hbl). In this connection lightening, debasification and feldspathization of host rocks are observed and leached Mg, Ca, Fe and elements of Fe group – Co, Ni, Cr, V can scatter or concentrate and redeposit as metasomatic melanocratic rims, interlayers, lenses. In case the ratio of temperature-pressure  $a_{H_2O}$  satisfy the conditions of solidus the processes of debasification and leucocratization of host rocks result in formation of an acid melt with near eutectic ratios of feldspars and quartz. Depending on K/Na ratio in host rocks and/or filtrating fluids forming melts belong to enderbites or charnockites. Occasionally there appear accompanying melanocratic manifestations around above melts which form as a result of Mg, Fe, Ca leaching from the host rock and following redeposition.

Metamorphism and metasomatism of granulite facies when PT-  $a_{H_2O}$  in the fluid disagree with the parameters of granite solidus is exemplified by transformations in gabbro-anorthosites of Kolvitsky massif. Norite horizons in gabbro-anorthosites from the South-West region of the massif within Il'inskaya Guba transformed into eclogite-like rocks of Grt+Opx+Cpx+Pl±Hbl±Qtz composition in the course of prograde metamorphism which are analogous to the similar rocks in the North-East region of the Kolvitsky massif [2]. Petrographic study and calculations using TWQ showed that formation of the major massif crack systems occurred at the peak of Svecofennian metamorphism and its retrograde stage at the parameters  $T = 910-750^\circ\text{C}$ ,  $P = 14-7$  kbar [3]. The above processes provided filtration of the fluid phase into rocks and its interaction with eclogite-like rocks. Main components of the incoming  $H_2O$  and  $CO_2$  fluid are fixed reasoning from Hbl and Cal appearance. Newly formed acid plagioclase up to pure albite as well as high Fe content of amphibole suggests that fluids were highly concentrated salt solutions-melts. Exactly high salt content in the fluid provided partial dissolution of mafic minerals (Cpx, Opx, Grt, Hbl) of eclogite-like rocks with concentrated redeposition of leached elements as metasomatic melanocrate veins which are well recognized due to their dark color against light grey gabbro- anorthosites (Fig.1). Those veins differed from the original eclogite-like rocks by their transversal posi-

tion and small sizes: width from 0.5 to 10-12 cm, sometimes with bulges and schlieren up to 20-25 cm, the length of the veins seldom exceeded first meters. Outer vein contours are sharp, vein changes in exocontacts were not observed. Genetic relationship of melanocratic interlayers of gabbro-anorthosites and transversal metasomatic veins is proved by the similarity of mineral composition, close content of petrogenic elements and regular distribution of elements-impurities. The absence of migmatites around metasomatic veins testifies to  $a_{H_2O} < 0.16$ , or  $X_{H_2O} < 0.4$  at the given parameters [4].

If PT- $a_{H_2O}$  ratio meets the conditions of granite solidus the processes of debasification and leucocratization of host rocks result in formation of an acid melt. They are the processes of granitization described in most detail in the works of D.S. Korzhinsky. The process can be exemplified by charnockite formation in of basic granulites located at the South ending of Kolvitsky massif on the cape between Poria and Belozerskaya Guba. Their flat surface demonstrates layered areas of enderbite and charnockite migmatization and granitization as series of sub parallel veins and veinlets of Kfs-Pl-Qtz composition with clear, as well as indistinct, contours with a width from 1 to several tens of centimeters parallel to lineation of the host granulites. There are rims or lenses between migmatite veinlets composed of dark-colored minerals, namely Grt, Hbl, Cpx, Opx, Bt, in lesser amounts Pl, Kfs, and Qtz [5]. The width of the rims varies from 1-3 to 10-20 cm; the content of dark-colored minerals is significantly higher than that of host granulite. Rims are usually zoned: zones directly bordering with migmatite basically consist of garnets (Fig. 2); Hbl, Pl, Kfs, Qtz, Cpx, Opx, and Bt are registered in lesser amounts. As migmatite areas are approached, Grt rims are replaced by a zone of strong amphibolization reaching 1.5 m. The main mineral in this zone is amphibole; Pl, Kfs, Qtz, and Bt are dependent. Another type of melanocratic area is presented by rims around migmatite, in which Hbl and Bt predominate and Grt is minor.

It was found that migmatization (charnockite formation) of basic granulites and accompanied melanocratic assemblages resulted from filtration of solutions with a high concentration of alkali chlorides, especially KCl at  $a_{H_2O} \approx 0.3$ . The interaction of host rocks and filtrating fluids started at  $T = 750-800^\circ\text{C}$ ,  $P = 10-12$  kbar up to  $T = 650^\circ\text{C}$ ,  $P = 6-8$  kbar.

Thus, the processes of granulite metasomatism in Lapland granulite complex started at the peak of Svecofennian metamorphism at  $\approx 1910 \pm 3$  mln. years [2 and the other references of the work] at temperatures  $\approx 900^\circ\text{C}$  and pressures up to 14 kbar. Slight and uneven metasomatic treatment of gabbro-anorthosites of Kolvitsky massif was due to a small amount of a fluid phase (i.e. low fluid/rock ratio). Components leached by fluid from the minerals of eclogite-like rocks redeposited as rare transversal veins of low thickness whose age was determined to be  $1872 \pm 5$  mln. years [6]. The processes of granitization and charnockite formation were widely shown in that region at the retrograde stage at  $T = 750-800^\circ\text{C}$ ,  $P = 9-10$  kbar.

*This study was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project nos. 09-05-00744).*

## Литература –References

1. Shmulovich K.I., Graham G., Yardley B.W.D. Quartz, albite and diopside solubilities in  $H_2O$ -NaCl and  $H_2O$ - $CO_2$  fluids at 0.5 - 0.9 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 95-108.
2. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Кузьмина Е.В. Термодинамический режим свекофеннского (1.9 млрд. лет) метаморфизма Умбинского покрова Лапландского коллизийного орогена // *Петрология*. 2009. № 4. С. 355-377.
3. Самсонов М.Д. Трещиноватость габбро-анортозитов Колвицкого массива (Кольский п-ов) и эволюция полей напряжений // - М.: Научный мир, 2002. С.
4. Aranovich L.Ya., Newton R.C.  $H_2O$  activity in concentrated NaCl solutions at high temperatures and pressures measured by the brucite-periclase equilibrium // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 125. P. 200-212
5. Ходоревская Л.И. Минеральный состав и PT условия образования Ca-Mg-Fe метасоматитов в основных гранулитах (Порья губа, Беломорье): доказательства сингенетичности процессов гранитизации и базификации// Докл. РАН. 2010. том 432, № 3, с. 392-395.
6. Сальникова Е.Б., Кориковский С.П., Котов А.Б. и др. О возрасте высокотемпературных базификатных жил в Лапландском гранулитовом поясе: результаты U-Pb геохронологических исследований рутила//Тезисы IV Росс. конференции "Изотопные системы и время геологических процессов". Т. 2. СПб.: ИГГД РАН, 2009. С. 157-158.

## НОВАЯ SIMS-ДАТИРОВКА ВОЗРАСТА ЦИРКОНА УРАНОВО-СВИНЦОВЫМ МЕТОДОМ ИЗ ЭКЛОГИТОВЫХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО ПОЯСА, КИТАЙ: ДЛИТЕЛЬНЫЙ ПОДЪЕМ

Чанг Л., Ду Д., Шеен Х., Лу З., Ли Х.

Школа наук о Земле и космосе, Пекинский университет, Пекин, Китай, lfzhang@pku.edu.cn

## THE NEW SIMS ZIRCON U-PB DATING OF ECLOGITIC ROCKS FROM WESTERN TIANSHAN UHP BELT, CHINA: LONG DURATION FOR THE EXHUMATION

Zhang L., Du J., Shen X., Lu Z., Li X.

School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, China, lfzhang@pku.edu.cn

Ультравысокобарические породы отмечены более чем в 20 орогенных поясах мира; большинство из них встречается в континентальных коллизионных поясах и имеет сходные супракrustальные протолиты, тогда как ультравысокобарические офиолитовые породы крайне редки. Обнаруженное недавно хорошо сохранившееся включение коэсита в эклогите [2, 3] подтверждает высказанное ранее предположение о существовании ультравысокобарических условий в западной части Тянь-Шаня (северо-западный Китай) [5-8]. В ультравысокобарических эклогитовых породах выявлено три дискретных стадии перекристаллизации: 1) пиковая ультрабарическая эклогитовая стадия при температуре 560-600°C и давлении 4.9-5.0 ГПа, 2) главная ультрабарическая эклогитовая стадия при температуре 598-496°C и давлении 2.6 -2.7 ГПа и 3) ретроградная стадия наложения в условиях фации эпидотовых голубых сланцев [4, 5]. Их протолиты обладали геохимическими характеристиками базальтов океанических островов, образовавшихся из обогащенной мантии с  $\epsilon Nd = -1.4$  to  $-0.4$ , базальтов NMORB – из деплетированной мантии с  $\epsilon Nd = +6.7$  to  $+7.4$  и EMORB – из обогащенной мантии с  $\epsilon Nd = -2.5$  to  $+3.2$  с подушечными текстурками [1]. Ключевой проблемой, обсуждаемой в течение долгого времени, является возраст их метаморфизма. В ходе данного исследования мы получили новые SIMS данные о возрасте циркона ураново-свинцовым методом, а также Lu/Hf и Sm/Nd изохрону минералов и валовых проб. SIMS-датировка циркона из двух образцов эклогита показывает, что один из них имеет возрасты каймы  $308.1 \pm 4.7$  млн. лет (среднее  $N=4$ ), а другой – возраст каймы  $243.3 \pm 2.9$  млн. лет (среднее  $N=6$ ). SIMS-датировка циркона из трех образцов Gr слюдистого сланца дает возрасты каймы соответственно  $308.3 \pm 4.7$  млн. лет (среднее  $N=5$ ),  $308.9 \pm 2.0$  млн. лет (среднее  $N=21$ ) и  $311.8 \pm 2.8$  млн. лет (среднее  $N=10$ ). Lu/Hf изохрона трех образцов эклогита дает возрасты метаморфизма  $263 \pm 10$  млн. лет,  $306 \pm 10$  млн. лет and  $326.8 \pm 5.2$  млн. лет. Sm/Nd изохрона трех образцов эклогита дает три сходных возраста метаморфизма:  $305 \pm 15$  млн. лет,  $305 \pm 26$  млн. лет и  $309.8 \pm 5.6$  млн. лет соответственно. Очевидно, можно выделить две стадии метаморфизма эклогитовых пород западного Тянь-Шаня: 1)  $308.9 \pm 2.0$  -  $326.8 \pm 5.2$  млн. лет и 2)  $243.3 \pm 2.9$  -  $263 \pm 10$  млн. лет. На основе результатов исследования рамановских спектров включений минералов в кристаллах циркона авторы интерпретируют стадию метаморфизма  $308.9 \pm 2.0$  to  $326.8 \pm 5.2$  млн. лет как возрасты пика ультравысокобарического метаморфизма, а возрасты  $243.3 \pm 2.9$  -  $263 \pm 10$  млн. лет – как возрасты ретроградного метаморфизма. Это означает, что подъем на поверхность высоко-ультравысокобарических эклогитовых пород западной части Тянь-Шаньского орогенного пояса был длительным, в отличие от быстрого подъема континентальных ультравысокобарических пород.

The UHP metamorphic rocks have been documented in more than twenty orogenic belts in the world so far; most of them occur in the Eurasian continental collision belts and possess similar supercrustal protoliths, whereas UHP ophiolitic rocks are extremely rare. Recently, a well preserved coesite inclusion in eclogite have been recognized [2, 3] which confirms the earlier suggestion of UHP conditions in western Tianshan, NW China [5-8]. UHP eclogitic rocks record three discrete stages of recrystallization: a peak UHP eclogite stage at 560-600°C and 4.9-5.0 GPa, a main UHP eclogite stage at 598-496° and 2.6 -2.7 GPa and retrograde overprinting under epidote blueschist-facies conditions [4, 5]. Their protoliths possess geochemical characteristics of ocean island basalts that originated from an enriched mantle with  $\epsilon Nd = -1.4$  to  $-0.4$ , NMORB from depleted mantle with  $\epsilon Nd = +6.7$  to  $+7.4$  and EMORB from enriched mantle with  $\epsilon Nd = -2.5$  to  $+3.2$  with pillow lava basalt structure [1]. At present, the key problem is their metamorphic age which was debated for a long time. In this study, we reported the new age data by SIMS U-Pb zircon, Lu/Hf and Sm/Nd isochron of mineral and whole rocks. The SIMS zircon dating from two eclogite samples shows that one has  $308.1 \pm 4.7$  Ma (average  $N=4$ ) rim ages, another shows  $243.3 \pm 2.9$  Ma (average  $N=6$ ) rim ages. The SIMS zircon dating from three Gt mica schist sam-

ples produces  $308.3 \pm 4.7$  Ma (average  $N=5$ ),  $308.9 \pm 2.0$  Ma (average  $N=21$ ) and  $311.8 \pm 2.8$  Ma (average  $N=10$ ) rim ages respectively. The Lu/Hf isochron of three eclogite samples shows the metamorphic ages of  $263 \pm 10$  Ma,  $306 \pm 10$  Ma and  $326.8 \pm 5.2$  Ma. The Sm/Nd isochron of three eclogite samples yields the three similar metamorphic ages of  $305 \pm 15$  Ma,  $305 \pm 26$  Ma and  $309.8 \pm 5.6$  Ma respectively. It is obvious that two metamorphic stages can be recognized, i.e.,  $308.9 \pm 2.0$  to  $326.8 \pm 5.2$  Ma and  $243.3 \pm 2.9$  to  $263 \pm 10$  Ma for western Tianshan eclogitic rocks. According to the Raman studies on the mineral inclusion within zircon crystals, the metamorphic stage of  $308.9 \pm 2.0$  to  $326.8 \pm 5.2$  Ma is explained as the peak UHP metamorphic ages, and  $243.3 \pm 2.9$  to  $263 \pm 10$  Ma should be the reatgrade ages. These imply that the HP-UHP eclogitic rocks from western Tianshan orogenic belt experienced long duration for the exhumation to the surface which should be different from the fast uplift of continental UHP rocks.

#### Литература – References

1. Ai Y., Zhang L., Li X. and Qu J., 2006, Geochemical characteristics of HP-UHP eclogites and blueschists, and tectonic implications in southwestern Tianshan, China, *Progress in Nature Sciences*, 16, 624-632.
2. LÜ Zeng, Zhang Lifei, Du Jinxue and Kurt Bucher, , Petrology of coesite-bearing eclogite from Habutengsu Valley, western Tianshan, NW China and its tectonometamorphic implications. // *Journal of Metamorphic Geology*. 2009. v. 27, P. 773-787.
3. LÜ Zeng Zhang Lifei, Du Jinxue, 2008, Coesite inclusion in garnet from eclogitic rocks in Western Tianshan, northwest China: convincing proof of UHP metamorphism, *American Mineralogist* 93, 1845-1850.
4. Zhang L-F, Ai Y., Song S., Song B., Rubatto D., Williams S., Liou J. G., Ellis D., 2007, Triassic collision of Western Tianshan orogenic belt, China: evidences from SHRIMP U-Pb dating of zircon from eclogitic rocks, *Lithos*, 96, 266-280.
5. Zhang L.F., Song S.G., Ai, Y.L., and Liou J. G. 2005, Relict coesite exsolution in omphacite from western Tianshan eclogites, China. *American Mineralogist*, 89. 180-186.
6. Zhang Lifei, David J. Ellis, Richard J. Arculus, Wenbo Jiang and Chunjing Wei, 2003, Ultradeep subduction of carbonates to the mantle: evidence from the carbonate reaction of magnesite + calcite (aragonite) = dolomite in metapelites from western Tianshan, China, *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 523-529.
7. Zhang Lifei, David J. Ellis, Samantha Williams and Wenbo Jiang, 2002, Ultrahigh pressure metamorphism in western Tianshan, China, part II: evidence from magnesite in eclogite. *American Mineralogist*, 87: 861-866.
8. Zhang Lifei, David J. Ellis and Wenbo Jiang, 2002, Ultrahigh pressure metamorphism in western Tianshan, China, part I: evidences from the inclusion of coesite pseudomorphs in garnet and quartz exsolution lamellae in omphacite in eclogites, *American Mineralogist*, 87: 853-860.

### ПРИРОДА ГРАНУЛИТОВЫХ ПОЯСОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

*Шарков Е.В., Богина М.М., Чистяков А.В.*

ИГЕМ РАН, Москва, Россия, [sharkov@igem.ru](mailto:sharkov@igem.ru)

### NATURE OF THE EARLY PRECAMBRIAN GRANULITE BELTS: EVIDENCE FROM THE FENNOSCANDIAN SHIELD

*Sharkov E.V., Bogina M.M., and Chistyakov A.V.*

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM) of RAS, Moscow, Russia  
[sharkov@igem.ru](mailto:sharkov@igem.ru)

Как известно, главными тектоническими структурами в архее и раннем палеопротерозое являлись два типа одновременно развивавшихся структурных областей: (1) гранит-зеленокаменные области (ГЗО) в архее и кратоны в раннем палеопротерозое, (2) гранулитовые (гранулит-гнейсовые) пояса (ГП). Они отличались особенностями своего внутреннего строения, вещественного состава, структурно-метаморфической историей, соотношениями экзогенных и эндогенных факторов корообразования, характером и формами проявления магматизма, а также металлогений. Уже с раннего архея они распознаются как две сосуществующие геодинамические системы:

(1) преобладающего растяжения, воздымания и сноса (ГЗО и кратоны), возникавшие над растекавшимися головными частями мантийных суперплюмов; для них характерен мантийный и мантийно-коровый высоко-Mg магматизм, приуроченный преимущественно к архейским проторифтовым структурам (зеленокаменным поясам) и рифтогенным структурам раннего палеопротерозоя [3];



(2) преобладающего сжатия, погружения и осадконакопления (ГП), древнейшие седиментационные бассейны [2], возникавшие над областями нисходящих мантийных течений между суперплюмами; для них характерен коровый эндербит-чарнокитовый магматизм. Гранулитовые ассоциации формировались тогда преимущественно в условиях умеренных давлений (6-7 кбар) при температурах 750-850°C.

Развитие этих взаимосвязанных тектонических структур сопровождалось появлением практически изобарической (5-7 кбар) структурно-метаморфической зональности. На примере Фенноскандинавского щита установлен переход от Карельской ГЗО, формировавшейся в режиме растяжения и где метаморфизм обычно не превышал условий зеленосланцевой или верхов амфиболитовой фации, через Беломорскую подвижную область, образованную системой тектонических пластин и представлявшую собой зону пологого тектонического течения в условиях амфиболитовой фации, к Кольско-Норвежскому гранулитовому поясу, где породы интенсивно деформированы, а метаморфизм отвечал условиям гранулитовой фации умеренных давлений.

В середине палеопротерозоя, начиная с 2.0-1.9 млрд. лет назад, появился новый, высокobarический тип гранулитового метаморфизма. Появление этого типа тектонических структур совпало по времени со сменой архаичных тектонических процессов раннего докембрия на плейт-тектонику фанерозойского типа. Тогда в центральной части Фенноскандинавского щита развился Свекофеннский ороген, а на его северо-восточной периферии сформировался Лапландско-Кольский коллизон, образованный системой блоков, разделенных региональными глубинными разломами. Наиболее важной осевой структурой этого коллизона являлся Главный Лапландский разлом. Он представляет собой узкий (около 3-4 км) пояс гранулитового метаморфизма высоких давлений – порядка 10-12 кбар при температурах 800-900°C [1]. Метаморфическая зональность здесь инвертирована: снизу вверх наблюдается смена амфиболитовой фации на гранулитовую, а характер деформаций свидетельствует о важной роли стрессовых деформаций.

Аналогичная последовательность смены тектоно-магматических процессов устанавливается и на всех других докембрийских щитах – Канадском, Южно-Африканском, Бразильском, Австралийском, Антарктическом и др. [4].

Таким образом, гранулитовые пояса раннего докембрия представляли собой самостоятельные тектонические структуры, разделявшие архейские ГЗО и раннепалеопротерозойские кратоны, и являвшиеся элементами региональной структурно-метаморфической зональности. Предполагается, что синхронное формирование этих структурных провинций было связано с подъемом мантийных суперплюмов, над растекавшимися головными частями которых формировались ГЗО, а на участках нисходящих мантийных течений – крупные седиментационные бассейны, по мере погружения преобразующиеся в гранулитовые пояса.

Какова была природа этого гранулитового метаморфизма? В раннем докембрии они являлись элементами региональной структурно-метаморфической зональности, выражающейся в усилении степени деформаций от ГЗО к гранулитовым поясам и степени метаморфизма от зеленосланцевой фации до гранулитовой практически в изобарических условиях (5-7 кбар). Как известно, переходы между метаморфическими фациями связаны, главным образом, с повышением температуры, а не давления. Ввиду крайне слабой эффективности кондуктивной теплопроводности, увеличение температуры в этих случаях было, по-видимому, вызвано выделением тепла в процессе складчатых деформаций [5], наиболее интенсивных в пределах гранулитовых поясов, а не абстрактными тепловыми потоками неясной природы.

И только в середине палеопротерозоя, в связи со сменой характера тектономагматических процессов, появились высокobarические гранулитовые пояса другой природы, связанные уже с региональными разломами, где ведущая теплогенерирующая роль принадлежала стрессовым деформациям.

Важной особенностью тектоники раннего докембрия, по крайней мере на Фенноскандинавском щите, является удивительная унаследованность главных типов структурных провинций на протяжении архея и раннего-среднего палеопротерозоя – на месте архейских ГЗО в палеопротерозое формировались кратоны, а гранулитовые пояса также локализовались примерно в одном месте – в центральных частях Кольского региона, постепенно смещаясь на юго-запад. По-видимому, это свидетельствует о значительной устойчивости локализации путей подъема мантийных суперплюмов, определявших геодинамические и геотектонические процессы в раннем докембрии.

---

As known, two major types of simultaneously evolving structural domains are distinguished in the Archean and Early Paleoproterozoic: (1) granite-greenstone terrane (GGT) in the Archean and cratons in the Early Paleoproterozoic, (2) divided them granulite (granulite-gneiss) belts (GB). They differed in their internal structure, composition, structural-metamorphic evolution, contributions of exogenic and endogenic factors in crustal formation, composition and manifestation of magmatism, as well as metallogeny. Already since Early Archean, they are distinguished as two coexisting geodynamic systems:

(1) a system of prevailing extension, uplifting and erosion---GGT and cratons---that were formed above extending heads of the mantle superplumes; they are characterized by mantle and mantle-crustal high-Mg magmatism mainly confined to the Archean protorifts (greenstone belts) and Early Paleoproterozoic riftogenic structures [3];

(2) a system of prevailing compression, subsidence, and sedimentation (GB). It is represented by the oldest sedimentation basins [2] that were formed above downwelling mantle flows between superplumes. They are characterized by the crustal enderbite-charnockite magmatism. Granulite associations were formed mainly under moderate-pressure conditions (6-7 kbar) and temperatures 750-850°C.

The development of these interrelated tectonic structures was accompanied by the generation of practically isobaric (5-7 kbar) structural-metamorphic zoning. Using the Fennoscandian Shield as an example, we established a transition from the Karelian GGT that was formed under extensional regime and experienced metamorphism no higher than the greenschist to the upper amphibolite facies, via the Belomorian mobile belt made up of a system of tectonic nappes and representing a zone of gentle tectonic flowing under the amphibolite-facies conditions, to the Kola-Norwegian granulite belt, whose rocks experienced intense deformations and moderate-pressure granulite metamorphism.

The Middle Paleoproterozoic (starting from 2.0-1.9 Ga ago) was marked by the appearance of a new high-pressure type of granulite metamorphism, which was coeval with an upheaval of the archaic Early Precambrian tectonic processes by the Phanerozoic-type plate-tectonics. At that time, the central part of the Fennoscandian Shield was spanned by the Svecofennian orogeny, whereas its northeastern part was the place of the birth of the Lapland-Kola Collision formed by a system of blocks, that were separated by regional deep-seated faults. The most important axial structure of this collision is the Main Lapland Fault. It represents a narrow (about 3-4 km) belt of high-pressure (10-12 kbar) granulite metamorphism formed at temperatures of 800-900°C [1]. The belt shows an inverted metamorphic zoning: from the bottom upward, the amphibolite facies grades into granulite one, while character of deformations indicates an important role of stress deformations.

Similar sequence of tectonomagmatic processes was also established on Precambrian cratons around the world: Canadian, South African, Brazilian, Australian, Antarctic, and others [4].

Thus, the Early Precambrian granulite belts represent independent tectonic structures between the Archean GGT and Early Paleoproterozoic cratons, representing the elements of regional structural-metamorphic zoning. It is suggested that synchronous formation of these structural provinces was related to the upwelling of mantle superplumes, with GGT formed above the extended heads of the latter, while zones of descending mantle flows corresponded to the large sedimentation basins subsequently transformed into granulite belts during sedimentation.

What is the nature of this granulite metamorphism? In the Early Precambrian, they represented the elements of regional structural-metamorphic zoning, which is expressed in the increase in the deformation grade from GGT to the granulite belts and metamorphic grade from the greenschist to the granulite-facies conditions under practically isobaric conditions (5-7 kbar). As is known, the transitions between the metamorphic facies are mainly related to the increase of temperature, not pressure. Due to the extremely weak heat conductivity, a temperature decrease was presumably related to the heat release during deformations [5] that were most intense within the granulite belts, but were not produced by hypothetical heat flows of unclear nature.

High-pressure granulite belts of other nature, which were related to the regional faults with leading heat-generating role of stress deformations, appeared only in mid-Paleoproterozoic and were caused by a change in style of tectonomagmatic processes.

A peculiarity of the Early Precambrian tectonics, at least at the Fennoscandian shield, is a wonderful inheritance of the major types of structural provinces during the Archean and Early-Middle Paleoproterozoic: cratons replaced the Archean GGT, while the granulite belts were localized in the same area: in the central part of the Kola region, gradually shifting southwestward. This presumably indicates a steady localization of pathways of mantle superplumes, which determined the geodynamic and geotectonic processes in the Early.

#### **Литература – References**

1. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. Л.: Наука, 1979, 127 с.
2. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988, 279 с.
3. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Эволюция тектономагматических процессов Земли и Луны // Геотектоника. 2010. № 2. С. 3-22
4. Шарков Е.В., Богина М.М. Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006. Т. 14. № 4. С. 3-27.
5. Molnar P., England P. Temperature in zones of steady state underthrusting of young oceanic lithosphere // Earth Sci. Planet. Letters, 1995. V. 131. N 1/2, P. 57-70

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Шкодзинский В.С.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

## THE ORIGIN OF EARLY PRECAMBRIAN GRANULITE COMPLEXES

Shkodzinsky V.S.

Institute of Diamond and Noble Metal Geology, RAS, Siberian Branch, Yakutsk, Russia, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Гранулитовые комплексы составляют большую часть кристаллического фундамента древних платформ. В соответствии с господствующей в геологии гипотезой холодной аккреции Земли и вытекающего из нее принципа актуализма обычно предполагается, что они образовались в результате метаморфизма нижних частей древних осадочно-вулканогенных толщ. Присутствие гранулитов в тектонических окнах среди комплексов амфиболитовой фации на Алдано-Становом щите подтверждает их широкое развитие под менее метаморфизованными породами. Однако существует большое количество данных, не находящих объяснения. Например, на Алдано-Становом щите наиболее распространенный изотопный возраст гранулитовых пород составляет 3,0-2,2 млрд. лет, а метаморфизованных в амфиболитовой фации серых гнейсов – 3,6-2,6 млрд. лет (рис. 1), что не согласуется с более древним возрастом нижних частей осадочно-вулканогенных толщ по сравнению с верхними. Не понятна причина отсутствия в гранулитах метаморфизованных конгломератов и грубых вулканокластов. Метаморфизм не мог привести к уничтожению их текстуры, так как он не затушевывает резкие контакты между породами разного состава. В них нет метаморфизованных глубоководных осадков, но иногда аномально широко распространены высокоглиноземистые гнейсы и кварциты.

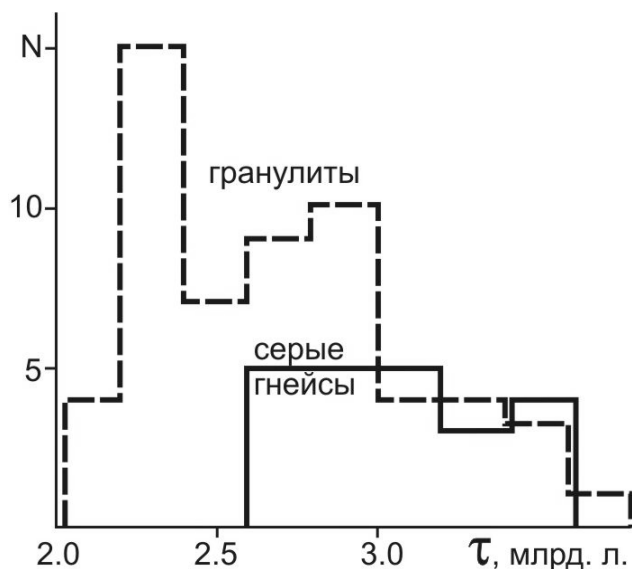
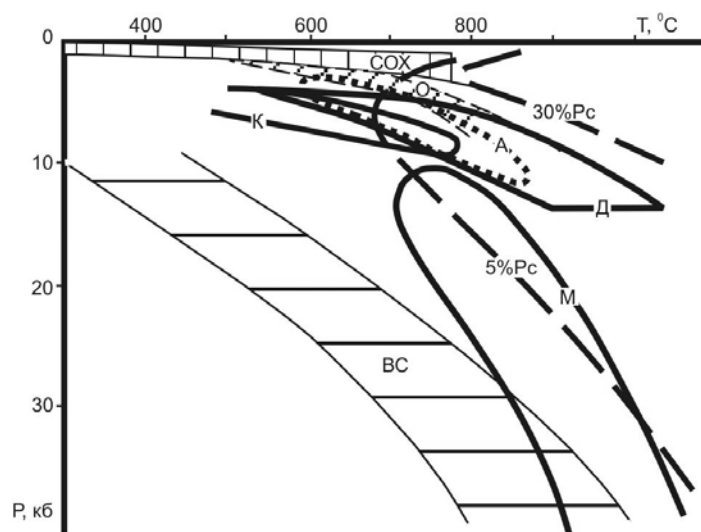


Рис. 1. Гистограммы изотопных возрастов гранулитовых и серых гнейсов Алданского щита [2].

Наиболее поразительны особенности метаморфизма древних гранулитов и других гнейсов. На рис. 2 показаны РТ условия минералообразования в них по результатам обобщения мировых данных В.И. Шульдинером [4] и в фанерозойских породах по Е.В. Складову с соавторами [1]. Как иллюстрирует рисунок, величины раннедокембрийских геотермических градиентов при метаморфизме гнейсов составляют 20-30 град/км, тогда как в фанерозое они варьируют от примерно 3-5 град/км в ультравысокобарических субдукционных комплексах до 200-250 град/км в зонах срединно-океанических хребтов и в вулканических дугах. То есть, вариации величин геотермических градиентов в раннедокембрийских гнейсах, несмотря на очень широкое распространение этих пород, были в 20-25 раз меньше, чем при метаморфизме фанерозойских комплексов. Выдержанность РТ параметров формирования минеральных парагенезисов раннедокембрийских гнейсов нашла отражение в представлениях об их ареальном почти монофациальном метаморфизме по сравнению с полифациальным зональным метаморфизмом фанерозойских комплексов.



**Рис. 2.** РТ условия образования минеральных парагенезисов в докембрийских гнейсах различных регионов (Р) [4] и Алданского щита (А) [2] и в фанерозойских метаморфических породах срединно-океанических хребтов (MOR), коллизионных областей (С), под вулканическими дугами (О), в субдуцированной коре (SC) [1] и в мантийных ксенолитах (М). 5% L и 30% L – содержания расплава в формирующихся гранито-гнейсах.

Другой особенностью метаморфизма раннедокембрийских гранулитов является обычно отсутствие в них реликтов прогрессивной стадии. Если в фанерозойских породах выделяется как прогрессивная, так и регрессивная стадия метаморфизма и восстанавливается почти замкнутый тренд их РТ эволюции [1], то в докембрийских гнейсах обычно фиксируется лишь кульминационная и регрессивная стадии эволюции. Раннедокембрийские гнейсы обычно не имеют постепенных переходов в разновозрастные слабо метаморфизованные породы. К последним нельзя относить зеленокаменные комплексы, так как они обычно содержат базальные конгломераты с галькой подстилающих гранитоидов и иногда обнаруживают структурное несогласие с фундаментом.

Важной особенностью метаморфизма раннедокембрийских гнейсов является крутой наклон линий геотермического палеоградиента к оси температуры (рис. 1), вследствие чего они проектируются на нее в область высоких температур. По расчетам В.И. Шульдинера на основании обобщения трендов метаморфизма по многим щитам эта температура была около 300°C. Экстраполяция трендов метаморфизма Алданского щита дает температуру на земной поверхности около 400-450°C. Это согласуется с тем, что поля РТ условий образования минеральных парагенезисов мантийных ксенолитов также проектируются на ось температуры в область высоких ее значений, порядка 500-1100°C [3].

Проблема природы специфики ранней эволюции Земли долгое время не имела убедительного решения. С началом полетов на Луну выяснилось, что это было связано с ошибочностью обычно используемой при ее решении гипотезы холодного образования нашей планеты, поскольку в результате этих полетов были получены доказательства горячей аккреции планет земной группы и о существовании и фракционировании на них глобальных океанов магмы. Особенно показательно присутствие на Луне анортозитовой коры мощностью до 100 км, образование которой произошло путем фракционирования магматического океана глубиной не менее 1000 км. О существовании такого океана на Земле свидетельствуют положение точек состава мантийных ксенолитов на едином тренде магматического фракционирования и снижение изотопного возраста и температуры кристаллизации этих пород в полном соответствии с последовательностью их возникновения при фракционировании и многие другие данные [2, 3].

Концепция глобального океана магмы хорошо объясняет все особенности раннедокембрийских гнейсов. Как показал анализ, в первые 0,56 млрд. лет земная поверхность была полностью покрыта расплавом. С 4,0 до 2,7 млрд. лет назад происходили кристаллизация и фракционирование верхних частей кислого слоя магматического океана с образованием серых гнейсов из кумулатов и древнейших гранитов из остаточных расплавов. Преимущественно 3,3-1,8 млрд. лет назад протекали процессы кристаллизации и фракционирования нижних частей кислого слоя после их частичного всплытия к земной поверхности с формированием энтербитов и чарнокитов. На затвердевавшей поверхности возникших гранулитовых подвижных зон в ранних горячих водоемах накапливались первые преимущественно хемогенные и золотые осадки, которые после уплотнения и метаморфизма под влиянием горячего основания погружались в него и формировали изолированные тела парапарод. После значительного затвердевания слоя кислого расплава на нем образовались различные зонально метаморфизованные супракrustальные комплексы.



В это время большая часть воды находилась в виде пара. Под его влиянием происходило оглинивание полевых шпатов приповерхностных пород и выдувание глинистого материала с образованием глинистых и существенно кварцевых осадков, что объясняет большое количество высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов в некоторых комплексах. Высокая пластичность зарождавшейся коры обусловила выравненность ее поверхности и отсутствие на ней процессов образования конгломератов. В это время почти не возникали офиолиты, так как высокопластичная кора не могла скалывать пластины ультраосновной мантии в зонах сжатия. Высокое давление на дне мощной газовой-паровой оболочки тормозило процессы расширения магматических газов и эксплозивной дезинтеграции магм, поднимавшихся к земной поверхности, что является причиной отсутствия реликтов вулканокластов в раннедокембрийских ортогнейсах. Магматический генезис большинства пород объясняет обычно отсутствие в них реликтов прогрессивной стадии метаморфизма, крутой наклон палеогеотерм к земной поверхности, выдержанный высокотемпературный характер минеральных парагенезисов, широкое распространение ортогнейсов и гранитоидов и огромную мощность возникшей кристаллической коры. Обособление в кристаллизовавшихся ортогнейсах остаточных расплавов является причиной повсеместного распространения в них атохтонных гранитных тел и решает известную дискуссионную проблему природы региональной «гранитизации» докембрия. Таким образом, раннедокембрийские гранулитовые комплексы возникли в основном в результате кристаллизации нижних частей кислого слоя постаккреционного магматического океана.

Granulite complexes build up most of the crystalline basement of old platforms. In accordance with the Earth's cold accretion hypothesis, prevailing in geology, and an actualistic principle, which follows from it, they are commonly assumed to have been produced by the metamorphism of the lower portions of old sedimentary-volcanic units. The presence of granulites in tectonic windows in amphibolite-facies complexes on the Aldan-Stanovoy Shield shows that they are widespread beneath less intensely metamorphosed rocks. However, there are extensive data that have not been interpreted yet. For example, the most common isotopic age of granulite-facies rocks on the Aldan-Stanovoy Shield is 3.0-2.2 Ga, and that of grey-gneisses metamorphosed under amphibolite-facies conditions is 3.6 – 2.6 Ga (Fig. 1), which is inconsistent with the older age of the lower portions of sedimentary-volcanic units, as compared to that of the upper portions. It is not clear why there are no metamorphosed conglomerates and coarse volcanoclastic rocks in granulites. Metamorphism could not have destroyed their textures, because it does not obscure sharp contacts between compositionally different rocks. They do not have metamorphosed deep-water sediments, but high-alumina gneisses and quartzites are abnormally abundant.

The metamorphic pattern of old granulites and other gneisses is most striking. Figure 2 shows the PT-conditions of mineral formation in them, based on the global data summed up by V.I. Shuldiner [4], and in Phanerozoic rocks after E.V. Sklyarov et al. [1]. Judging by Figure 2, Early Precambrian geothermal gradients upon metamorphism of gneisses are 20-30 deg/km, whereas in Phanerozoic time they vary from about 3-5 deg/km in ultrahigh-pressure subduction zones to 200-250 deg/km in mid-ocean ridge zones and in volcanic arcs. In other words, variations in geothermal gradient values for Early Precambrian gneisses were 20-25 times smaller than upon metamorphism of Phanerozoic complexes, although the gneisses were widespread. The stability of the PT-parameters of formation of the mineral parageneses of Early Precambrian gneisses is reflected in our knowledge of their areal, almost monofacial metamorphism, as compared to polyfacial zonal metamorphism in Phanerozoic complexes.

Another metamorphic characteristic of Early Precambrian granulites is that they commonly do not have any relics of a progressive stage. Both a progressive and a regressive metamorphic stage are distinguished in Phanerozoic rocks and their almost closed P-T evolution trend [1] is restored, while in Precambrian gneisses only a culminating and a regressive stage in their evolution are usually distinguished. Early Precambrian gneisses commonly do not exhibit gradual transitions to coeval, poorly metamorphosed rocks. Greenstone complexes cannot be classified as mildly metamorphosed rocks, because they usually contain basal conglomerates with underlying granitoid pebbles and occasionally show a structural unconformity with the basement.

An essential metamorphic characteristic of Early Precambrian gneisses is that the geothermal gradient lines are inclined steeply toward the temperature axis (Fig. 1) and are, therefore, projected on it into a high-temperature range. V.I. Shuldiner's calculation, based on our knowledge of metamorphic trends for many shields, has shown that this temperature was about 300°C. Extrapolation of metamorphic trends for the Aldan Shield gives an earth surface temperature of about 400-450°C. This is consistent with the fact that the fields of the PT-conditions of formation of the mineral parageneses are also projected on the temperature axis to a high temperature range of about 500-1100°C [3].

The early evolution pattern of the Earth was a problem, which remained unsolved for a long time. After the first space flights to the Moon it became clear that this was due to the erroneous Earth's cold formation hypothesis, usually used to solve the problem, because the flights have provided evidence for the hot accretion of the Earth-group planets and for the existence and fractionation on them of global magma oceans. The presence of an anorthosite crust up to 100 km in thickness on

the Moon, which was formed by fractionation of a magmatic ocean not less than 1000 km in depth, is especially demonstrative. The existence of such an ocean on the Earth is indicated by the position of the composition points of mantle xenoliths on a common magmatic fractionation trend and a decline in the isotopic age and crystallization temperature of these rocks in accordance with the order of their formation upon fractionation and other extensive evidence [2, 3].

All the characteristics of Early Precambrian gneisses can be interpreted explicitly by global magma ocean concept. Analysis has shown that in the first 0.56 Ga the Earth's surface was completely covered by melt. The upper portions of the acid layer of the magmatic ocean were crystallized and fractionated at 4.0-2.7 Ga to form grey gneisses from the cumulates and the oldest granites of residual melts. The lower portions of the acid layer were crystallized and fractionated dominantly at 3.3-1.8 Ga after their partial floating up to the Earth's surface to form enderbites and charnockites. The first dominantly chemically precipitated and Aeolian sediments were accumulating on the solidified surface of mobile granulite zones, which formed in early hot water bodies. After compaction and metamorphism under the influence of the hot base they plunged into it, forming isolated bodies of parapods. After the considerable solidification of the acid melt layer, various zonally metamorphosed supracrustal complexes were formed on it.

At that time most of the water was present in the form of vapour. Under the influence of vapour, feldspar from subsurface rocks was argillized and clayey material was blown away to form argillaceous and largely quartz sediments. Therefore, high-alumina gneisses and quartzites are abundant in some complexes. As the crust generated was highly ductile, its surface was smooth and no conglomerates were formed on it. At that time, almost no ophiolites were produced because the highly ductile crust could not cut off ultrabasic mantle plates in compression zones. High pressure at the bottom of a thick gas-vapour shell retarded the expansion of magmatic gases and explosive disintegration of the magma ascending to the Earth's surface. Therefore, there are no relics of volcanoclastic rocks in Precambrian orthogneisses. The magmatic origin of most rocks usually explains the absence of the relics of a progressive metamorphic stage in them, the steep slope of palaeogeotherms to the Earth's surface, the persistent high-temperature pattern of mineral parageneses, the abundance of orthogneisses and granitoids and the tremendous thickness of the crystalline crust formed. The isolation of residual melts in crystallized orthogneisses is responsible for the ubiquitous occurrence of autochthonous granite bodies in them and solves the well-known debated problem of the nature of Precambrian regional "granitization". Thus, Early Precambrian complexes were dominantly produced by crystallization of the lower portions of the acid layer of a post-accretionary magmatic ocean.

#### Литература – References

1. Скляр Е.В., Гладкохуб Д.П., Донская Т.В. и др. *Метаморфизм и тектоника*. М.: Интермет Инжиниринг. 2001. 216 с.
2. Шкодзинский В.С. *Проблемы глобальной петрологии*. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2003. 240 с.
3. Шкодзинский В.С. *Генезис кимберлитов и алмаза*. Якутск: ОАО «Медиа-холдинг Якутия». 2009. 352 с.
4. Шульдинер В.И. *Первичная земная кора и ее эволюция // Ранняя кора: ее состав и возраст*. М.: Наука. 1991. С. 87–94.

### КОРОВЫЕ И МАНТИЙНЫЕ ЭКЛОГИТЫ: НА ПУТИ К АЛМАЗАМ ЛИТОСФЕРНЫХ КИЛЕЙ АРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ

*Щипанский А.А.*

ГИН РАН, Москва, Россия, shchipansky@mail.ru

### CRUSTAL AND MANTLE ECLOGITES: ON THE WAY TO DIAMONDS IN THE ROUGH FROM ARCHEAN CRATONIC LITHOSPHERE KEEL

*Shchipansky A.A.*

Geological Institute of RAS, Moscow, Russia, shchipansky@mail.ru

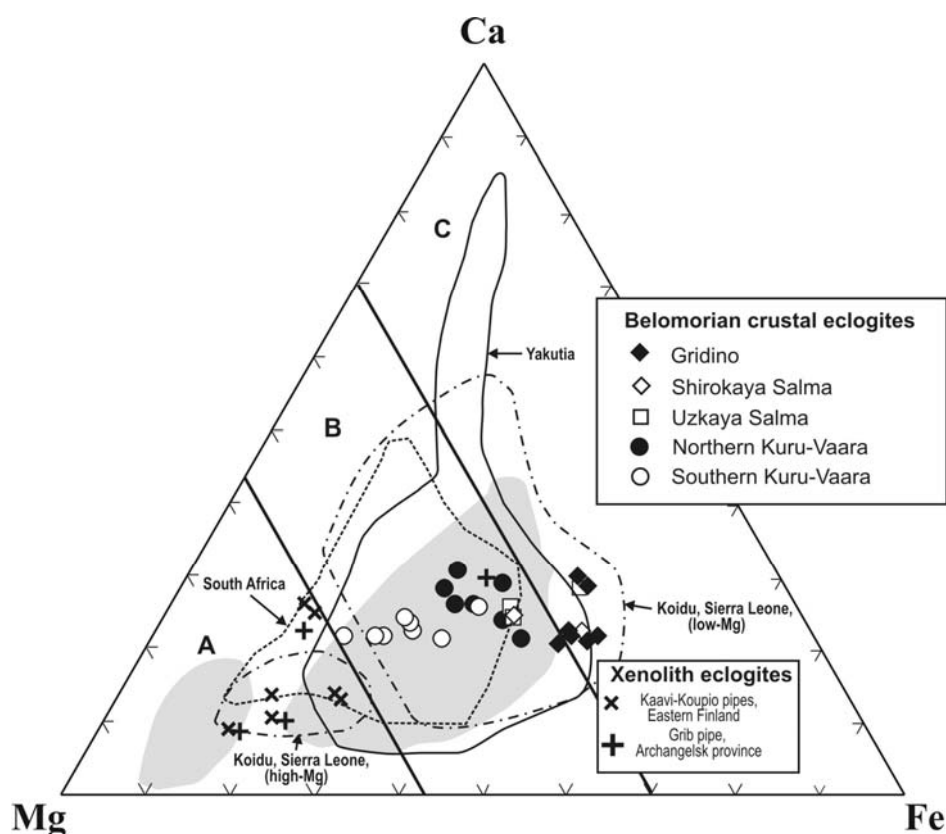
Архейские эклогитовые ксенолиты постоянно присутствуют, хотя и в незначительном объеме, среди мантийных ксенолитов, вынесенных на поверхность кимберлитовыми трубками. Отсутствие их коровых эквивалентов архейского возраста во многом служило основанием для представлений о том, что в архее оперировал специфический тектонический режим, исключавший субдукцию. Однако архейские, как и более молодые эклогиты, демонстрируют свидетельства их субдукционного происхождения. Среди других стабильных изотопов, таких как  $O^{18}$  и  $C^{13}$ , наличие изотопной аномалии  $S^{33}$  служит наиболее ярким свидетельством архейской субдукции, поскольку они образуются в породах, которые до субдукции были на поверхности, где в

атмосфере существовал дефицит кислорода [1]. Следовательно, можно было ожидать обнаружение коровых эклогитов архейского возраста, поскольку, невероятным кажется предположение том, что вся архейская океаническая кора тотально была поглощена в зонах субдукции.

Недавние открытия коровых эклогитов в Беломорском мобильном поясе (см. настоящий том), породы которого представляют экспонированные глубинные горизонты коры Карельского кратона, имеют особое значение, поскольку они могут представлять собой верхнюю часть «приводного ремня» архейского субдукционного механизма. Говоря другими словами, Беломорские эклогиты логично рассматривать в качестве наиболее подходящего кандидата в качестве возможного корового эквивалента мантийных алмазоносных эклогитовых ксенолитов. Из одного из таких ксенолитов был извлечен знаменитый алмаз Куллинан весом 3106.75 карата.

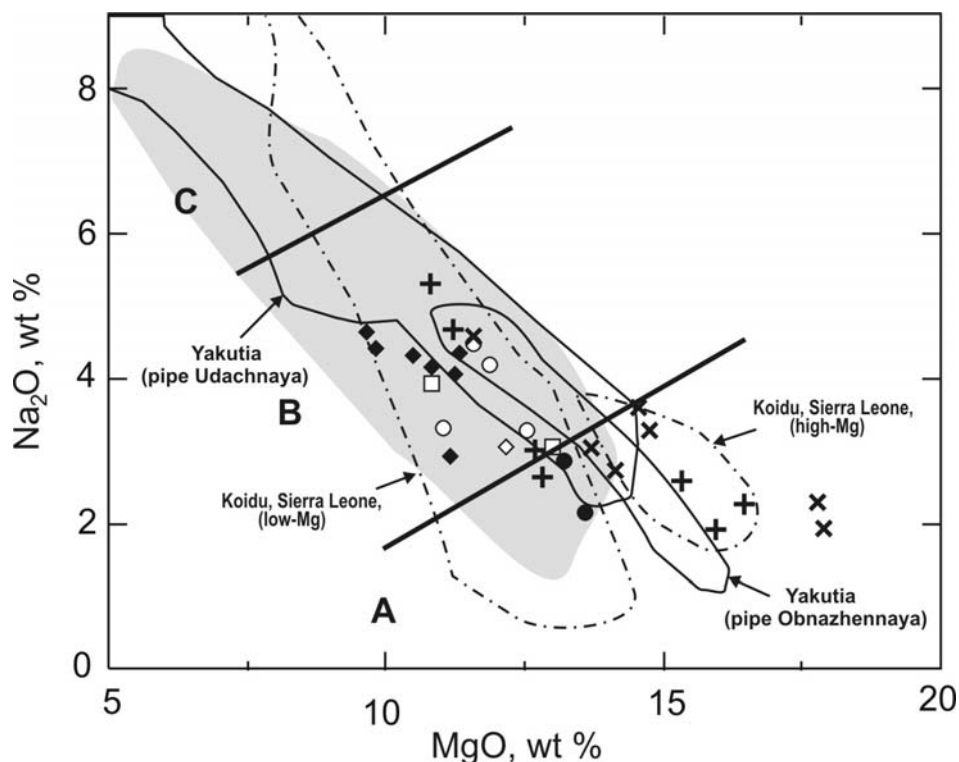
В пределах архейского ядра Балтийского щита обнаружены кимберлитовые породы разного возраста. Крупнейшие проявления приурочены к границам кратона. В восточной Финляндии открыты кимберлиты и лампроиты кадомского и гренвилльского возрастов. В Архангельской провинции выявлены трубки девонского возраста, в том числе с промышленной алмазоносностью (Ломоносовская и им. Гриба). Кора архейского кратона щита обнаруживает механическую когерентность с подстилающим ее литосферным килем мощностью > 200 км и показывает низкие значения поверхностного теплового потока < 40 мВт/м<sup>2</sup>, что типично для всех алмазоносных архейских кратонов Мира.

Наиболее изучены мантийные ксенолиты из трубок восточной Финляндии. Их систематическое исследование позволило (1) выявить слоистую структуру литосферного киля, (2) показать, что геотерма, реконструированная по термобарометрии мантийных нодулей, совпадает с кондуктивной геотермой соответствующей тепловому потоку кратона 36 мВт/м<sup>2</sup>, (3) выяснить, что ядерная часть кратона обладает алмазоносным окном до 110 км мощностью, тогда как на краях кратона – около 40 км [2 и ссылки в ней].



**Рис. 1.** Сравнительные характеристики гранатов коровых эклогитов Беломорского пояса и ксенолитовых эклогитов. Поля составов эклогитовых гранатов из кимберлитовых трубок [4 и ссылки в ней]. Серый цвет – поля составов гранатов, включенных в алмазы [5].

**Fig.1.** Comparative features of garnet compositions from the Belomorian crustal eclogites and xenolith eclogites. Fields of eclogite garnets from the kimberlite pipes are from [4 and references therein]. Shaded fields are compositions of garnet included in diamonds [5].



**Рис. 2.** Сравнительные характеристики клинопироксенов коровых эклогитов Беломорского пояса и ксенолитовых эклогитов. Серый цвет – поля составов клинопироксенов, включенных в алмазы [5]. Условные знаки, как и на рис. 1.

**Fig. 2.** Comparative features of clinopyroxene compositions from the Belomorian crustal eclogites and xenolith eclogites. Shaded fields are compositions of clinopyroxene included in diamonds [5]. Symbols are as in Fig. 1.

Архангельские кимберлиты выносят нодули гранатовых перидотитов (лерцолитов и гарцбургитов) и пироксенитов, по которым реконструирована кондуктивная геотерма, соответствующая тепловому потоку 37-38 мВт/м<sup>2</sup> [3].

Имеющиеся Re/Os модельные возрасты (3.3-2.5 млрд. лет) определяют временной диапазон формирования кия, который соответствует времени главных корообразующих процессов на Карельском кратоне. Это, в совокупности с данными по геотермобарометрии, позволяет говорить о том, что алмазоносная литосфера кратона приобрела холодное континентальное состояние в архее.

В кимберлитовых трубках Карельского кратона известны эклогитовые ксенолиты групп А и В, но только в трубке Гриба описаны эклогиты группы В с коровыми метками  $\delta O^{18}$  [3]. Примечательно, что гранаты и клинопироксены в этом типе ксенолитовых эклогитов по составу аналогичны таковым Беломорских коровых эклогитов. Более того, их Grt-Crx равновесия показывают температуры 770-795°C, рассчитанные на давление 50 кбар. Это находится в хорошем соответствии с температурными оценками ~700-750°C для Crx-Cst равновесий Беломорских эклогитов, основанных на предположении о том, что пиковые давления соответствовали полю стабильности кварца, т.е. 15-20 кбар.

И это не случайно. Как можно видеть на рис. 1 и 2, составы гранатов и клинопироксенов Беломорских эклогитов располагаются в поле ксенолитовых эклогитов группы В, и, более того, показывают замечательное соответствие составов с составами включений гранатов и клинопироксенов из алмазов [5]. Такое соответствие можно рассматривать в качестве дополнительного свидетельства о вовлеченности корового материала в генезис алмазов.

Геохимия петрогенных элементов Беломорских эклогитов также демонстрирует их сходство с составами ксенолитовых эклогитов [4]. Как и ксенолитовые эклогиты, Беломорские эклогиты показывают базальт-пикритовые составы и в среднем имеют более низкие содержания SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O в сравнении с современными N-MORB и коровыми эклогитами из фанерозойских складчатых поясов (см. настоящий том).

Геохимия малых элементов Беломорских эклогитов показывает отсутствие в них каких-либо свидетельств коровой контаминации, а, следовательно, происхождение их протолитов связывается с архей-





ской океанической корой. Этот вывод имеет независимое подтверждение в виде находок единичных зирконов магматических цирконов в эклогите Куру-Ваары, U-Th-Pb изотопный возраст которых составляет 2824 млн. лет, а геохимия цирконов показывает их ясное океаническое происхождение (см. настоящий том). В сравнении с современными N-MORB, концентрации редкоземельных элементов в архейских коровых эклогитах существенно ниже, что указывает на более примитивный состав источника. Их первичные расплавы должны были быть пикритовыми с  $MgO > 13\%$  и формироваться при потенциальной мантийной температуре ( $T_p$ )  $\sim 1500\text{--}1550^\circ\text{C}$ . При таких условиях мантийное плавление приводит к генерации утолщенной коры (20-25 км) в сравнении с современной океанической корой (6-7 км). Такая кора могла быть по составу и структуре скорее схожей с океаническими плато, нежели с современной океанической корой.

Численные эксперименты по моделированию субдукции в условиях более горячей архейской Земли, и, как следствие, для случая утолщенной океанической литосферы, показали, что субдукция могла происходить при условии  $T_p$  до  $1550^\circ\text{C}$  и даже до  $1600^\circ\text{C}$  при эклогитизации слэбов, погружавшихся в гарцбургитовую мантию. Принципиально важно, что в большинстве моделей при  $T_p \sim 1450\text{--}1550^\circ\text{C}$  устанавливается режим высокоскоростной субдукции (7-15 см/год), свидетельствуя о том, что Земля при таких температурах должна была испытывать наиболее быстрое охлаждение [6]. Действительно, быстрая субдукция океанической коры способствует рециклингу воды, уменьшая температуру слэба вследствие того, что необходимо дополнительное время для полной дегидратации субдуцировавшего материала. Но «субдукция воды», очевидно, сопровождается субдукцией других летучих, таких как углерод и благородные газы, и продуктов экзо- и гипергенных изотопно-геохимических изменений океанической коры, что уже давно большинством исследователей признается в качестве необходимого фактора требуемого для генезиса алмазов.

Although Archean eclogite xenoliths occur as minor but ubiquitous constituents in mantle xenolith suites brought up by kimberlites in Archean cratons, until recently lacking of crustal eclogites does have offered opportunities for speculations that non-plate tectonic or specific plate tectonic processes may have operated during the Archean. However Archean and younger mantle xenoliths show a strong imprint of subduction. Among other stable isotope proofs, e.g.  $O^{18}$ ,  $C^{13}$ , Sulfur-33 isotope anomalies in diamonds are particularly strong evidence of Archean subduction. These rocks came from material subducted before there was significant oxygen in the air [1]. In either case one would expect to find remnants of eclogites in Archean crustal sections, as it is doubtfully that their disposal during subduction process was absolutely total.

Recent discoveries of crustal eclogites at the exposed middle crustal section of Karelian Craton, known as the Belomorian Mobile Belt (see this volume), are of particular importance because that crustal eclogites may well be represent the upper part of Archean subduction driving belt. In other words, the Belomorian crustal eclogites can be considered as the best candidate for the provenance of mantle diamondiferous eclogitic xenoliths from one of which has been extracted the famous diamond of Cullinan, at 3106.75 carats.

The Archean nucleus of the Baltic/Fennoscandian Shield hosts numerous kimberlitic rocks representing various ages and mineralogical types. The largest kimberlitic occurrences are now known along the opposite cratonic borders. These are the Eastern Finland group involving the Grenvillian and Cadomian pipes and the Archangelsk group containing the economical Devonian pipes (Lomonosovskaya and Grib). The Archean cratonic crust tends to stick with its underlying  $>200$  km thick lithosphere mantle and shows low surface heat flow of  $< 40$  mW/m<sup>2</sup> that is typical of other diamondiferous Archean cratons worldwide.

The Eastern Finland group is the most extensively studied and, thus, provides critical insights into the petrological composition of the cratonic lithosphere mantle. Systematic petrological studies of mantle nodules have enabled (i) to recognize the layered mantle structure, (ii) to show that the geotherm recorded by mantle xenoliths follows a conductive geotherm consistent with the 36 mW/m<sup>2</sup> of the surface heat flow on the Karelian craton, and (iii) to disclose that the craton core provides a wide diamond window up to 110 km thick compared to c. 40 km at the craton edge [2, and references therein].

The Archangelsk group encompasses mantle xenoliths of garnet peridotites (lherzolites and, to a lesser extent, harzburgites) and pyroxenites. Their P-T estimates define a similar cratonic geotherm with a low heat flow of about 37-38 mW/m<sup>2</sup> [3].

The available Re/Os model ages for the sulfides from the most pristine layer B of the diamondiferous lithospheric section underneath the both kimberlitic provinces show Archean ages, from 3.3 to 2.5 Ga corresponding to the well-known isotopic ages of major crust-forming processes in the Karelian craton. Coupled together with the cra-

tonic geotherms obtained from the mineral thermobarometry, this is crucial as the preservation of the diamondiferous cold mantle layer that formed in the Archean unequivocally implies that the lithosphere must have been cold since its formation.

Eclogite xenoliths of groups A and B are known at the both kimberlitic province of the Baltic Shield but the eclogites of group B with crustal  $\delta O^{18}$  values have been described only from the Grib pipe [3]. Interestingly, these eclogite xenoliths contain garnets and clinopyroxenes having compositions akin to those of Belomorian crustal eclogites. Moreover their coexisting garnet and pyroxene geothermometry yielded equilibrium temperatures as low as 770–795°C, for a pressure 50 kbar. This is a good accordance with assessments of equilibrium temperatures of ~ 700–750°C for the Belomorian crustal eclogites based on the assumption of pressure was within the field stability of quartz, i.e. 15–20 kbars.

It is not surprising. The compositional unity between the Belomorian crustal eclogites and eclogitic xenoliths from the deep lithospheric mantle can be seen graphically in Figures. As Figs. 1 and 2 suggest, clinopyroxene and garnet from the Belomorian eclogites fall in the eclogite xenolith field of group B worldwide. Furthermore most of clinopyroxene and garnet from the Belomorian eclogites correspond to the fields of those included in diamonds [5] suggesting with a high probability that crustal basalt material was involved in the origin of diamonds.

The major element chemistry of Belomorian eclogites bears close similarity to a majority of eclogite xenoliths worldwide [4]. As the latter, Belomorian crustal eclogites display broadly basaltic-picritic bulk compositions and have lower average bulk  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  when compared to both modern N-MORB and orogenic, or massif eclogites from Phanerozoic fold belts (see this volume).

Trace element chemistry of Belomorian eclogites precludes a miniscule feasibility of crustal contamination, and hence they can be distinctly defined as derived from Archean oceanic crust. This is supported by finding in the Kuru-Vaara eclogite rare magmatic zircon grains of 2824 Ma concordant U-Pb-Th age with geochemistry of oceanic provenance (see this volume). Contrary to the modern N-MORB, REE concentrations of the Archean crustal eclogite are distinctively lower implying their overall more primitive compositions that were in equilibrium with primary picritic melts with  $MgO > 13\%$ , formed at potential mantle temperatures ( $T_p$ ) of ~ 1500–1550°C. At such conditions mantle melting would give rise to thicker oceanic crust (~20–25 km rather than the present-day 6–7 km). Thus Archean oceanic crust could be compositionally and structurally similar to modern oceanic plateaus rather than to the modern oceanic crust.

Recent numerical experiments on the onset of subduction for a hotter Earth and hence for a case of thicker oceanic crust have shown that the subduction could be viable at  $T_p$  up to 1550 °C or even up to 1600 °C especially in the case of eclogitization during developed subduction Archean oceanic crust into harzburgite upper mantle. It is crucial that in most models the fast subduction velocities of around 7–15 cm/yr take place at  $T_p = 1450\text{--}1550^\circ\text{C}$  suggesting that the Earth should be cooling fastest for those mantle temperatures [6]. Indeed, rapid subduction of the oceanic crust favors recycling of water by reducing the slab temperature because of additional time required for subduction materials to heat. But subduction of water almost certainly goes hand-in-hand with subduction of other volatiles, such as carbon or noble gases and alteration-related chemical or isotopic signatures of the oceanic crust that have long been accepted as the inevitable need for origin of diamonds in the rough.

## Литература – References

1. Jacob D.E. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 295–316.
2. Farquhar J., Wing B.A., McKeegan K.D., et al. Mass-independent sulfur of inclusions in diamond and sulfur recycling on the early Earth // *Science*. 2002. V. 298. P. 2369–2372.
3. Lehtonen M., O'Brien H. Mantle transect of the Karelian Craton from margin to core based on P-T data from garnet and clinopyroxene xenocrysts in kimberlites // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 2009. V. 81. P. 79–102.
4. Malkovets V., Taylor L., Griffin W.L., et al. Eclogites from the Grib kimberlite pipe, Archangelsk, Russia // 8 Inter. Kimberlite Conference Long Abstracts, Ottawa, 2008. FLA-0222, FLA-0223.
5. Sobolev N.V. Coesite as an indicator of ultrahigh pressures in continental lithosphere // *Russian Geology and Geophysics*. 2006 V. 47. N 1. P. 94–104.
6. van Hunen J., van der Berg A.P. Plate tectonics on the early Earth: limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere // *Lithos*. 2008. V. 103. P. 217–235.

## ФОРМИРОВАНИЕ АПОГАББРОНОРИТОВЫХ ГРАНУЛИТОВ И ЭКЛОГИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ПРИ ПОДЪЁМЕ ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА В МЕЗОЗОЕ

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, bivrmyrzb@mtu-net.ru

## FORMATION OF APOGABBRONORITIC GRANULITES AND ECLOGITE-LIKE ROCKS UPON EXHUMATION OF AN OPHIOLITE DIAPIR IN MESOZOIC TIME

Yurkova R.M., Voronin B.I.

Oil and Gas Institute, RAS, Moscow, Russia, bivrmyrzb@mtu-net.ru

Обсуждение основано на результатах изучения ультрабазит-базитовых полосчатых комплексов офиолитов северо-западной части активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка и Корякский хребет. Формирование полосчатой серии пород происходило при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной габброноритовой магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода поднимающегося мантийного диапира в зоне перехода примитивная островная дуга-желоб [3]. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов [4]. Интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогабброноритовые ( $T = 900^{\circ}\text{C}$ ), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые ( $T = 550-700^{\circ}\text{C}$ ), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, гроссуляр-андрадит, герцинит. Присутствие герцинита может свидетельствовать об условиях повышенных давлений. Апосерпентинитовые слои включают лизардит, пентландит, хромшпинелид. Габбронориты и пироксениты подверглись автометаморфической амфиболизации ( $T=700-800^{\circ}\text{C}$ ) с образованием в разных сочетаниях эденита, эденитовой, магнезиальной и чермакитовой роговых обманок, а также магнезиогастингсита.

**Table 1.**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variations gabbronorite plagioclases.

Rock type	magmatic					metamorphic		
Plagioclases (%An)	85-88	85-88	83-92	92-94	92-94	95-100	95-100	95-100
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 0.00006 - 0.00010)$	0.70446	0.70511	0.70493	0.70501	0.70503	0.70400	0.70393	0.70384
Eu, г/т	no	0,047	0,056	no	no	0,127	0,226	0,094

Geological Institute RAS laboratory.

Габбронориты, экранированные серпентинитами в твердопластическом состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации ( $T = 830-880^{\circ}\text{C}$ ). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, титаносодержащий магнетит. Судя по ориентировке метаморфической полосчатости пород, расположению наложенных двойниковых полос, перекристаллизация габброноритов была стимулирована деформациями типа сдвига и скольжения, направленными вдоль контакта этих пород с ультрабазитами. Об экранировании свидетельствует малая степень наложенных минеральных преобразований перекристаллизованных габброноритов по сравнению с перекристаллизованными магматическими типами этих пород. Экранирование, по-видимому, кроме того, содействовало сохранению относительно низких значений изотопных отношений стронция в перекристаллизованных габброноритах (табл. 1). Эти значения выше верхнего предела отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в базальтах срединно-океанических хребтов и характерны для пород большинства современных островных дуг и активных континентальных окраин [2]. Разрушение ламелл диопсида при перекристаллизации бронзита привело к повышению роли катионов Са в плагиоклазах и Fe во вновь сформированных пироксенах. Эти тенденции усилены при контактово-реакционных взаимоотношениях с ультрабазитами. Для перекристаллизованных габброноритов характерна отчетливая отрицательная аномалия Eu, что может свидетельствовать об их некумулятивном генезисе. Для перекристаллизованных габброноритов устанавливается как положительная, так и отрицательная аномалии этого элемента. Стоит упомянуть о соотношении содержания европия и анортитовой молекулы в плагиоклазах в этих породах. Намечающаяся зависимость может быть случайной. Сведения приводятся в по-

рядке сбора данных (табл.1). В зонах локально повышенных температур ( $T = 700-800^{\circ}\text{C}$ ) и давлений ( $P > 5\text{ кбар}$ ) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы. Эти породы залегают в виде полосовидных и линзовидных тел гранобластовой структуры размером  $2,0 \times 0,8 \text{ м}^2$ , ориентированных субсогласно с полосчатостью в слоях вебстеритов. Для зон разлинзования внутри полосчатых комплексов характерны филлониты, в том числе гранатсодержащие, сформированные за счет гранатовых амфиболитов и эклогитоподобных пород. Порфириобласты, альмандин в филлонитах отличаются низким содержанием пироповой молекулы (табл. 2). Уменьшение содержаний пиропового минала в гранате филлонитов по сравнению с исходными породами можно связать с его перекристаллизацией в условиях более низкотемпературного динамотермального метаморфизма. Таким образом вскрывается полигенетическая природа полосчатых комплексов, в которых габбронориты являются образованиями, одновременными с лерцолитами и вмещающими их аподунит-гарцбургитовыми серпентинитами. Габбронориты и лерцолиты внедрились в серпентиниты на разных уровнях глубинности (РТ-условий). В этом смысле полосчатые комплексы можно расценивать как полигенные базит-гипербазитовые плутоны. Лерцолиты, исходя из состава шпинелей, закристаллизованы в условиях повышенных давлений. Если учесть температуру ( $T=950^{\circ}\text{C}$ ) равновесного образования орто- и клинопироксенов, рассчитанную по геотермометру Л.Л. Перчука [1], и исходить из границ устойчивости фации шпинелевых перидотитов, то формирование лерцолитов полосчатого комплекса можно предполагать на глубинах 30-55 км при давлениях 8-10 кбар [5]. В этих условиях возможно существование серпентинитов [3]. Габбронориты по оценкам, приведенным ранее, были закристаллизованы при  $T = 880-925^{\circ}\text{C}$ . Исходя из условий устойчивости плагиоклаз-пироксеновых парагенезисов, место их формирования определяется глубинами 20-30 км и давлениями до 7-8 кбар. Формирование полосчатости обусловлено внедрением дифференцированного расплава по типу "дайка в дайку" с образованием эндоконтактных и высокотемпературных биметасоматических зон в виде относительно меланократовых тонких (1-1,5 см) полос. Для пород промежуточного состава (верлиты, пироксениты) на данном уровне изученности можно предполагать как высокотемпературное биметасоматическое, так и магматическое (в частности, динамическая кристаллизация из расплава) происхождение [4]. Формирование гранулитовых (перекристаллизованных) габброноритов, эклогитоподобных пород, высокотемпературных гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов было связано с глубинным локальным постсолидным ( $T = 800^{\circ}\text{C}$ ) динамометаморфизмом габброноритов и биметасоматических пород. Эти преобразования совпадали по времени с автотематоморфическими изменениями габброноритов в зонах, не затронутых воздействием интенсивных динамических напряжений. Изменение условий локального динамотермального метаморфизма происходило от высокотемпературных ( $T = 800^{\circ}\text{C}$ ) и высокобарических ( $>5 \text{ кбар}$ ) до низкотемпературных субповерхностных (филлониты), что согласуется с концепцией протрузивно-диапирового становления офиолитовых ассоциаций [3].

**Table 2** Chemical composition of eclogitic rock minerals

Oxides and iones	1	2	3	4	Iones	1		3	4
SiO <sub>2</sub>	45,24	50,86	38,57	39,28	Fe <sup>2+</sup>	0,98	0,17	1,20	1,61
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,25	0,00	0,04	Mn	0,02	0,02	0,04	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,24	3,80	22,70	22,23	Mg	3,44	0,82	1,19	0,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,13	0,00	0,10	Ca	1,82	0,92	0,60	0,77
FeO	8,04	5,32	18,82	24,36	Na	0,56	0,02	0,00	0,05
MnO	0,16	0,04	0,61	0,00	K	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	15,79	14,61	10,38	1,77	Sum	7,57	2,01	5,03	4,72
CaO Na <sub>2</sub> O	11,73 1,96	22,99 0,27	7,34 0,00	9,07 0,29	Mg/(Mg+ Fe)	0,78	0,83	0,50	0,12
K <sub>2</sub> O	0,07	0,02	0,02	0,01					
Sum	96,02	98,29	98,44	97,15	En	no	43,00	no	no
					Fs	”	9,00	”	”
Iones	23(0)	6(0)	12(0)	12(0)	Wo	”	48,00	”	”
Si	6,57	1,91	2,95	3,13	Almandine	”	no	40,00	62,00
Al <sup>IV</sup>	1,43	0,09	0,05	0,00	Pyrope	”	”	40,00	8,00
Iones Al <sup>VI</sup>	8,00	2,00	3,00	3,13	Spessartine	”	”	1,00	0,00
	0,66	0,08	2,00	2,08	Ca- component	”	”	19,00	30,00
Ti	0,09	0,005	0,00	0,00					
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00					

Note: 1- edenitic hornblende, 2- diopside, 3 – garnet, 4 – fillonite garnet. Electron-probe microanalysis data.

Время от начала формирования до внедрения офиолитового диапира оценивается в  $200 \pm 10$  млн. лет и находятся в пределах продолжительности альпийского тектонического цикла, а также попадает в интервал учащения магнитных инверсий (второй геон). Время существования диапира близко совпадает с периодом (212-215 млн. лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики.

The present paper is based on the results of the study of ultrabasic-basic banded ophiolite complexes in the north-western segment of the active continental margin of the Pacific Ocean: Sakhalin, Kamchatka and the Koryak Ridge. A banded rock series was formed upon polycyclic intrusion of mafic gabbro-norite magma along dyke-like channels into lherzolite, wehrlite, apodunite-harzburgite, serpentinite bands affected by the extension of the arch of an uplifting mantle diapir in the primitive island arc-trough transition zone [3]. Magma is assumed to have crystallized dynamically to form pyroxenites [4]. Depths varied from 20-30 to 10-12 km. These conditions were conducive to the formation of different-temperature bimetasomatic beds: 1) apogabbro-norite beds ( $T=900^{\circ}\text{C}$ ) consisting of bronzite, diopside and pargasitic hornblende; 2) apolherzolite beds ( $T=550-700^{\circ}\text{C}$ ) composed typically of diopside, pargasitic hornblende, grossular-andradite and hercynite. The presence of hercynite suggests high-pressure conditions. Aposerpentinite beds are formed of lizardite, pentlandite and chrome-spinellid. Gabbro-norites and pyroxenites were subjected to autometamorphic amphibolization ( $T=700-800^{\circ}\text{C}$ ) to form various combinations of edenite, edenitic, high-Mg and tschermakitic hornblende and magnesio-hastingsite.

Gabbro-norites, screened by serpentinites in solid-ductile condition, were recrystallized under granulite-facies metamorphic conditions ( $T=830-880^{\circ}\text{C}$ ). As a result, the following mineral associations were formed: anorthite, bronzite-hypersthene, diopside-salite and titaniferous magnetite. The orientation of metamorphic banding in the rocks and the arrangement of multiple twinned bands suggest that the recrystallization of gabbro-norites was induced by shear strain and sliding deformations directed along the gabbro-norite-ultrabasic rock contact. Screening is indicated by a lower degree of multiple mineral alterations of recrystallized gabbro-norites in comparison with non-recrystallized igneous types of these rocks. In addition, screening seems to have contributed to the persistence of relatively low strontium isotope ratios in recrystallized gabbro-norites (Table 1). These values exceed the upper limit of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in MORB and are characteristic of rocks from most modern island arcs and active continent margins [2]. The destruction of diopside lamellae upon recrystallization of bronzite resulted in the increased role of Ca cations in plagioclase and Fe in newly-formed pyroxenes. These trends are more conspicuous in contact-reaction interrelations with ultrabasic rocks. Recrystallized gabbro-norites typically show a well-defined negative Eu anomaly, suggesting their non-cumulate genesis. Non-recrystallized gabbro-norites exhibit both positive and negative Eu anomalies. The Eu-anorthite molecule ratio in plagioclase from these rocks is noteworthy. The incipient relationship might be accidental. Data are presented in the order of collecting (see Table 1). Garnet amphibolites and eclogite-like rocks were formed step by step under dynamothermal metamorphic conditions in locally elevated temperature ( $T=700-800^{\circ}\text{C}$ ) and pressure ( $P>5$  kbar) zones. These rocks occur as band-like and lens-shaped granulite-textured rocks,  $2.0 \times 0.8$  m<sup>2</sup> in size, oriented subconcordantly with banding in websterite beds. Garnet-bearing phyllonites, formed after garnet amphibolites and eclogite-like rocks, and other types of phyllonites are characteristic of foliation zones in banded complexes. Almandine porphyroblasts in phyllonites have a low pyrope molecule concentration (Table 2). The smaller pyrope mineral content of phyllonite garnet in comparison with that of original rocks is attributed to its recrystallization under lower-temperature dynamometamorphic conditions. The polygenetic nature of banded complexes, in which gabbro-norites are not coeval with lherzolites and their host apodunitic-harzburgitic serpentinites, is thus revealed. Gabbro-norites and lherzolites intruded serpentinites at different depths (PT- conditions). In this sense, banded complexes can be interpreted as polygenic basic-hyperbasic plutons. The composition of spinel suggests that lherzolites were crystallized at elevated pressures. The equilibrium ortho- and clinopyroxene formation temperature ( $T = 950^{\circ}\text{C}$ ), calculated with L.L. Perchuk' geothermometer [1], and the stability limits of spinel-peridotite facies suggest that lherzolites from the banded complex were formed at a depth of 30-55 km and a pressure of 8-10 kbar [5]. Serpentinites can exist under such conditions [3]. Gabbro-norites were recrystallized at a temperature of  $880-925^{\circ}\text{C}$ , based on the above estimates. The stability conditions of plagioclase-pyroxene parageneses indicate that they were produced at a depth of 20-30 km and a pressure of up to 7-8 kbar. Banding is attributed to the "dyke within a dyke" intrusion of differentiated melt, which gave rise to endocontact and high-temperature zones in the form of thin (1-1.5 cm), relatively melanocratic bands. Both high-temperature bimetasomatic and magmatic geneses (in particular, dynamic crystallization from melt) are assumed for intermediate rocks (wehrlites, pyroxenites) at our present level of knowledge [4]. The formation of granulite (recrystallized) gabbro-norites, eclogite-like rocks and high-temperature garnet and plagioclase amphibolites was associated with deep local post-solidus ( $T=800^{\circ}\text{C}$ ) dynamometamorphism of gabbro-norites and bimetasomatic rocks. These alterations were coeval with the autometamorphic alteration of gabbro-norites in zones unaffected by intense autometamorphic dynamic stress. Local dynamothermal metamorphism varied from high-temperature ( $T=800^{\circ}\text{C}$ ) and high-pressure ( $>5$  kbar) to low-temperature subsurface (phyllonites) conditions. This evidence is consistent with the concept of the protrusive-diapir evolution of ophiolite assemblages [3].

The time span from the beginning of formation to the intrusion of an ophiolite diapir, estimated at  $200 \pm 10$  Ma, is within the time span of an Alpine tectonic cycle and in the more frequent magnetic inversion interval (a second geon). The lifetime of the diapir nearly coincides with the period (212-215 Ma) of rotation of the solar system around the core of the Galaxy.

#### Литература – References

1. Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. Л.: Недра. 1971. 413 с.
2. Шараськин А.Я. Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря // XXVII Междунар. геол. конгр. История и происхождение окраинных и внутренних морей: Доклады. М.: Наука. 1984. Т. 6, ч. 3. С. 44-56.
3. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС. 2006. С. 56-67.
4. Irving A. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcaic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // Amer. J. Sci. A. 1980. V. 280. P. 989- 426.
5. O'Hara M.J. Mineral paragenesis in ultrabasic rocks // Ultramafic and related rocks. N.Y.: Blackwall. 1967. P. 393-408.

### ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОЙ КОМПРЕССИОННОЙ ЗОНЫ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ, ВАСИЛЬКОВСКИЙ УЧАСТОК)

*Юрченко А.В.*

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, yurchenko-nastya@yandex.ru

### PALEOPROTEROZOIC METAMORPHISM OF HIGH-ALUMINA GNEISSES FROM THE OREKHOVO-PAVLOGRAD COMPRESSION ZONE, UKRAINIAN SHIELD, VASILKOVKA AREA

*Yurchenko A.V.*

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St.Petersburg, Russia, yurchenko-nastya@yandex.ru

Орехово-Павлоградская компрессионная зона (ОПЗ) Украинского щита расположена между архейской Среднеприднепровской и архей-палеопротерозойской Приазовской провинциями в восточной части Украинского щита. Зона ограничена с запада Орехово-Павлоградским глубинным разломом, на востоке имеет постепенный переход к Приазовской провинции.

Изучение метаморфизма компрессионной зоны имеет важное значение для восстановления ее тектонической эволюции. Для исследования процесса метаморфизма были выбраны палеопротерозойские породы, в которых проявлен только метаморфизм, отражающий формирование компрессионной структуры. Высокоглиноземистые гнейсы выбраны в виду их петрологической информативности.

В 2008-2009 году сотрудниками ИГГД РАН совместно с ГИ КНЦ РАН и с ИГ НАН Украины проводились детальные исследования на северной оконечности ОПЗ в районе с. Васильковка (в 80 км на юго-восток от Днепропетровска).

В строении участка принимают участие два различных комплекса: (1) магматические породы фундамента и (2) перекрывающий их метаосадочный комплекс палеопротерозоя. Комплекс фундамента представлен разлинзованными тоналитами с возрастом 3.5 млрд. лет, прорванными дайками основных пород с возрастом 2.88 млрд. лет (амфиболитами, тоже разлинзованными), и продуктами структурно-метаморфической переработки тоналитов – биотит-гранатовыми гнейсами; кроме того, отдельные пластины сложены кристаллосланцами, возраст которых не установлен. Второй комплекс сложен аренитовыми кварцитами, содержащими прослойки гнейсов и высокоглиноземистых пород.

Переработка пород включала несколько этапов деформаций и метаморфизма. Наиболее интенсивные деформации, связанные со сжатием СВ-ЮЗ направления привели к формированию складок вплоть до изоклинальных. Время метаморфизма и деформаций оценивается как палеопротерозойское (~ 2 млрд. лет) [1]. Как результат этих деформаций Орехо-Павлоградская зона представляет собой чередование тектонических пластин различного состава.

**Петрографическая характеристика изученных пород.** Образец 32/3 (метапелит) сложен Grt, Crd, Bt, Sill, Pl, Fsp, Qzt ассоциацией. Присутствуют также Ap, Ru, Zr, Mzt, Py, Mgt, Po (сокращения минералов здесь и далее по R. Kretz [4]).

**Гранат** встречается как в виде мелких зерен, так и зерен более 1-2 см в диаметре. Многие зерна имеют неоднородное и зональное строение (рис. 1, табл.). Крупное зерно граната содержит в центре до 16 % Grs и 26 % Py компонента. Краевые части этого зерна, как и другие, более мелкие зерна граната имеют сходный варьирующий состав ( $\text{Alm}_{57-69}\text{Sps}_1\text{Grs}_{3-4}\text{Py}_{27-38}$ ) и содержат многочисленные включения Bt, Sill, Pl, Qzt, а также Ap, Py и Ru.

**Слюды** в породе представлены тремя типами: 1) биотит ( $\text{TiO}_2 = 2.7-4.7$  вес %) распространен в матриксе и имеет магнезиальность  $X_{\text{Mg}} = 61-66$  %, которая повышается вблизи зерен граната до 69 %, 2) флогопит во включениях в гранате с  $X_{\text{Mg}} = 71-78$  % и содержанием  $\text{TiO}_2 = 3.7-4.8$  вес % и 3) малотитанистый флогопит ( $\text{TiO}_2 = 0.1-0.2$  вес %), с  $X_{\text{Mg}} = 80-83$  %, встречающийся в виде тонких прожилков в гранате.

**Кордиерит** образует как крупные скопления зерен в матриксе породы, так и каймы вокруг граната; содержит включения силлиманита и биотита, широко пинитизирован; локально наблюдаются симплектитовые сростания с кварцем. Кордиерит магнезиальный ( $X_{\text{Mg}} = 80-86$  %), содержит примесь  $\text{Na}_2\text{O} = 0.15-0.64$  вес. % (Табл.).

**Таблица.** Представительные микрозондовые анализы минералов пр. UR32/3

**Table.** Representative electron-microprobe analyses of minerals for sample UR 32/3

Association	Mineral	point	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	total	XMg	Alm	Sps	Grs	Py	An
III	Grt	10a	37.57	—	21.60	29.82	8.72	0.81	1.23	—	—	—	100	0.34	63	2	3	33	—
III	Grt	11a	37.67	—	21.64	29.46	8.95	0.75	1.30	—	—	—	100	0.35	62	2	4	33	—
II	Grt	12a	37.97	—	21.54	28.77	9.39	0.72	1.45	—	—	—	100	0.37	60	2	4	35	—
II	Grt	13a	38.01	—	21.60	28.23	9.03	0.69	2.24	—	—	—	100	0.36	59	2	6	34	—
I	Grt	14a	37.69	—	21.68	26.72	8.39	0.84	4.42	0.26	—	—	100	0.36	55	2	12	31	—
I	Grt	15a	37.74	—	21.65	26.85	6.87	1.42	5.48	—	—	—	100	0.31	57	3	15	26	—
I	Grt	16a	37.89	—	21.40	26.93	6.65	1.65	5.20	0.12	—	0.17	100	0.31	57	4	14	25	—
I	Grt	17a	37.66	—	21.37	26.67	6.90	1.76	5.29	0.16	—	0.18	100	0.32	56	4	14	26	—
I	Grt	19a	37.60	—	21.34	26.74	7.52	1.46	5.22	0.12	—	—	100	0.33	55	3	14	28	—
I	Grt	20a	38.00	—	21.63	25.96	7.66	1.35	5.26	0.14	—	—	100	0.34	54	3	14	29	—
I	Grt	23a	37.84	—	21.67	25.82	7.67	1.16	5.54	0.14	—	0.16	100	0.35	54	3	15	29	—
I	Grt	21a	37.93	—	21.45	26.12	8.51	1.01	4.65	0.17	—	0.16	100	0.37	54	2	12	31	—
II	Grt	24a	37.83	—	21.66	27.27	9.13	0.64	3.23	0.24	—	—	100	0.37	56	1	9	34	—
II	Grt	22a	38.12	—	21.58	27.70	9.21	0.80	2.59	—	—	—	100	0.37	58	2	7	34	—
III	Grt	25a	37.58	—	21.39	29.31	9.20	0.85	1.30	0.23	—	0.14	100	0.36	61	2	3	34	—
IV	Grt	12	36.31	—	20.99	34.23	6.60	0.48	1.39	—	—	—	100	0.28	69	1	4	26	—
II	Bt	9a	36.86	4.53	17.03	11.38	15.65	0.10	—	—	9.56	0.34	96	0.71	—	—	—	—	—
I	Bt	41	36.69	4.25	17.68	9.55	16.53	—	—	0.22	10.71	0.26	96	0.76	—	—	—	—	—
III	Bt	7	35.71	4.03	16.78	14.87	13.20	—	—	—	9.78	—	94	0.64	—	—	—	—	—
IV	Bt	91	35.88	4.06	17.36	14.51	13.16	0.30	—	0.38	9.95	0.42	96	0.62	—	—	—	—	—
I	Pl	39	59.06	—	26.45	—	—	—	7.26	7.02	0.22	—	100	—	—	—	—	—	35
II, III	Pl	45	56.42	—	27.82	—	—	—	9.14	6.62	—	—	100	—	—	—	—	—	43
IV	Crd	40	51.61	—	33.55	3.67	11.17	—	—	—	—	—	100	0.86	—	—	—	—	—
IV	Crd	86	49.69	—	34.25	4.81	11.00	—	—	0.26	—	—	100	0.80	—	—	—	—	—

Примечание: I, II, III, IV - минеральные ассоциации, соответствующие выделенным этапам метаморфизма.

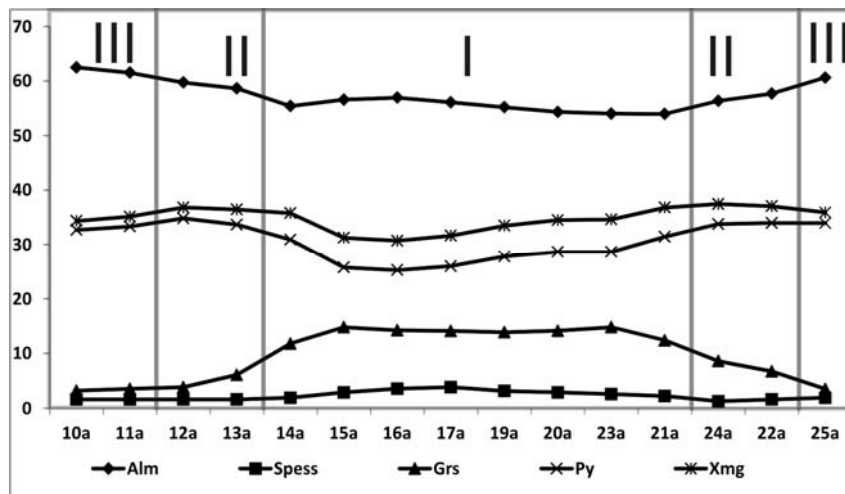
I, II III IV - mineral assemblages are notable for metamorphic stages

**Плагноклаз** в ассоциации с Fsp ( $\text{Ort}_{86-89}\text{Ab}_{11-14}$ ), а также в виде включений в Grt с высокой магнезиальностью имеет состав  $\text{An}_{34-36}$ ; Pl состава  $\text{An}_{43-45}$  присутствует в краевой части зонального зерна Grt с высоким содержанием Grs компонента.

**Силлиманит** встречается в виде крупных изометричных кристаллов, которые содержатся во включениях в гранате и кордиерите, а также в виде фибролита.

**Оценки PT параметров метаморфизма.** Для определения термодинамического режима было сделано более 200 химических анализов минералов с использованием растрового электронного микроскопа JEOL JSM-6510LA с ЭДС приставкой JED 2200 (ИГТД РАН) и CamScan MV-2300 (ВСЕГЕИ).

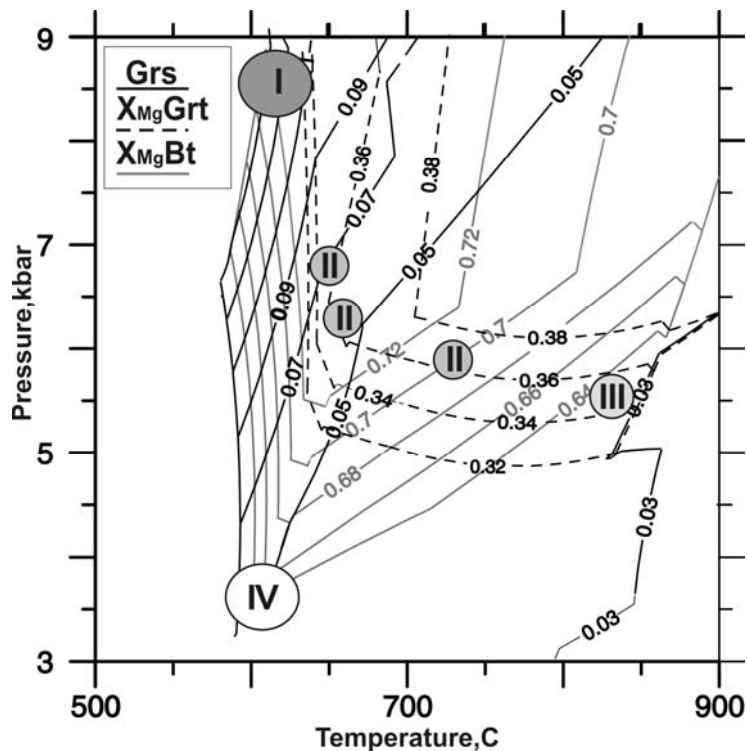
Для оценки термодинамической устойчивости минеральных парагенезисов в глиноземистом гнейсе был произведен расчет на основе петрологической программы THERIAK-DOMINO [3] с использованием модифицированной термодинамической базы данных минералов [2] и твердых растворов. Для расчета петрогенетической сетки в координатах PT использовался состав обр. UR32/3 ( $\text{SiO}_2 = 50.3$ ,  $\text{TiO}_2 = 0.72$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 24.3$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}} = 11.8$ ,  $\text{MnO} = 0.12$ ,  $\text{MgO} = 6.98$ ,  $\text{CaO} = 1.4$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 0.8$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 2.33$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.14$ , вес %), который был пересчитан с нормированием на 100 % катионов в системе NCKFMASH (Na-Ca-K-Fe-Mg-Al-Si-H).



**Рис.1.** Зональное распределение Alm, Sps, Grs, Py компонентов и  $X_{Mg}$  в гранате (край-центр-край) метапелита, обр. UR33/2. I,II,III – зоны разного состава

**Fig.1** Zoning patterns of Alm, Sps, Grs, Py, and  $X_{Mg}$  of garnet (rim-centre-rim) from metapelite, sample UR32/3. I,II,III – zones of different composition

Ранний минеральный парагенезис сохраняется в виде включений в высокомагнезиальных Grt и представлен Pl An35, Phl с  $X_{Mg} = 76-78\%$ , Ru, зерном Grt I с высоким содержанием Grs минала (Grs 12-16) (рис.1, табл.). Согласно расчетам, в рамках петрогенетической сетки в координатах PT на графике с изоплетами Grs компонента, соответствует  $P \sim 8.5$  кбар и  $T \sim 600^\circ C$  (рис. 2 поле II).



**Рис.2.** Изоплеты  $X_{Mg}$  Grt,  $X_{Mg}$  Bt и Grs компонента в Grt. I,II,III,IV – этапы эволюции метаморфизма.

**Fig.2.** Isopleths of  $X_{mg}$  Grt,  $X_{mg}$  Bt и Grs минала в Grt. I,II,III,IV- stages of metamorphic evolution





Grt II характеризуется снижением Grs минала до 6 % и увеличением  $X_{Mg}$  Grt до 36 % (рис.1, табл.), что, согласно расчетам, соответствует резкому понижению давления до 6.5 кбар и повышению  $T$  до 650°C (рис. 2 поле II).

Grt III имеет самые низкие содержания Grs минала (3 %) ,  $X_{Mg}$  Grt = 34 % (рис. 1, табл.); в краевой части присутствует биотит с  $X_{Mg}$  = 71 %. Расчет по этим составам минералов свидетельствуют о дальнейшем уменьшении  $P$  до 5.5 кбар и увеличении температуры до 830°C (рис. 2 поле III).

Образование минерального парагенезиса Grt+Bt+Crd (Рис. 1, 2 поле IV, табл.) согласно расчетам происходит при дальнейшем снижении давления до 3,5 кбар и температуры до 600°C.

Таким образом, выявлен следующий тренд эволюции палеопротерозойской компрессионной структуры:

- начальная стадия метаморфизма характеризуется умеренно высокими давлениями и температурой ( $P \sim 8.5$  кбар и  $T \sim 600^\circ\text{C}$ );
- следующая стадия метаморфизма характеризуется резким декомпрессионным трендом с увеличением температуры до 830°C;
- завершающаяся стадия метаморфизма характеризуется сопряженным снижением температуры и давления (субизохорный тренд);

В целом эволюция  $P$ - $T$  параметров метаморфизма говорит о тренде развития по часовой стрелке характерной для большинства подобных докембрийских структур.

*Автор выражает благодарность своему научному руководителю д. г.-м. н. С.Б. Лобач-Жученко (ИГГД РАН) за помощь и содействие в проведении исследования, а также д. г.-м. н. Балтыбаеву Ш.К. (ИГГД РАН) за ценные рекомендации, Галанкиной О.Л. (ИГГД РАН) и Сапеге В.Ф. (ФГУП «ВСЕГЕИ») за помощь в проведении микроразовых исследований минералов. Исследования выполнялись при финансовой поддержке РФФИ и НАН Украины (проект 08-05-90416Укр\_а и 48/08Ф), а также по программе №6 ОНЗ РАН*

The Orekhovo-Pavlograd compressional zone (OPZ) of the Ukrainian Shield is located between the Archaean Middle-Dnieper and the Archaean-Paleoproterozoic Priazovian provinces of the eastern Ukrainian Shield. The zone is bounded by the Orekhovo-Pavlograd deep fault on the west and passes gradually to the Priazovian province on the east. The study of the OPZ is important for reconstruction its tectonic evolution. Paleoproterozoic rocks were picked out for metamorphic study because those experienced only one stage of metamorphism synchronous with formation of the compressional structure. The high-alumina gneisses were studied because they have mineral assemblages relatively good for  $P$ - $T$  determinations.

In 2008-2009, IGGD staff members, together with co-workers from the Geological Institute of the Kola Science Centre and the Institute of Geology of the National Academy of Sciences of Ukraine, conducted detailed study at the northern part of the OPZ near the Town of Vasilkovka (80 km to SE from Dnepropetrovsk).

Structurally, the study area is composed of two different complexes: (1) 3.5 and 2.88 Ga igneous basement rocks and (2) an overlying Paleoproterozoic metasedimentary complex. The basement complex consists of boudinaged tonalites cross-cut by mafic (boudinaged amphibolite) dykes and biotite-garnet gneisses - products of structural-metamorphic reworking of the tonalites. Some of the plates are composed of mafic granulites of unknown age. A second complex is formed of arenitic quartzites that contain gneiss and high-alumina rock layers.

The reworking of the rocks consisted of several deformation and metamorphic stages. The most intense deformations, which produced compressed to isoclinal folds is occurred in Paleoproterozoic time ( $\sim 2$  Ga) [1]. As a result of the deformations, the Orekhovo-Pavlograd zone consists of alternating lithologically different units.

**Petrography** of the studied sample. Sample 32/3 (metapelite) consists of Grt-Crd-Bt-Sill-Pl-KFsp-Qzt assemblage. Ap, Ru, Zr, Mzt, Py, Mgt and Po also are present (abbreviation of minerals after R.Kretz[4]).

**Garnet** occurs as fine grains and forms grains over 1-2 cm in diameter. Many grains show heterogeneous and zonal structures (Fig.1, Table1). A coarse garnet grain contains up to 16 % Grs and 26 % Py component in the centre. The margins of this grain and other smaller garnet grains have a similar variable composition ( $Alm_{57-69}Sps_1Grs_3-4Py_{27-38}$ ) and contain abundant Bt, Sill, Pl and Qzt and also Ap, Py, Ru inclusions.

Three types of mica are distinguished in the rock: 1) biotite ( $TiO_2$  = 2.7-4.7 wt. %) is common in the matrix and has a magnesium concentration,  $X_{Mg}$  of 61-66 wt. %, which rises to 69 % near garnet grains; 2) phlogopite as inclusions in garnet with  $X_{Mg}$  = 71-78 % and 3.7-4.8 wt. %  $TiO_2$  and 3) low-titanium phlogopite ( $TiO_2$  = 0.1-0.2 wt. %), with  $X_{Mg}$  = 80-83 %, which occurs in veinlets within garnet.

**Cordierite** builds up both large grain aggregates in the rock matrix and rims around garnet; contains sillimanite and biotite inclusions and is extensively pinitized; symplectitic intergrowths with quartz are encountered locally. Cordierite is rich in Mg ( $X_{Mg}$  = 80-86) and contains  $Na_2O$  impurity ( $Na_2O$  = 0.15-0.64 wt. % (Table 1).

Plagioclase associated with Fsp ( $\text{Or}_{86-89}\text{Ab}_{11-14}$ ) and plagioclase present as inclusions in Grt with  $X_{\text{Mg}} = 0.40$  have the composition  $\text{An}_{34-36}$ ; Pl of the composition  $\text{An}_{43-45}$  is present at the margin of a zonal garnet grain the core of that has a high Grs abundance.

Sillimanite occurs as coarse isometric crystals and as fibrolite which are presented as inclusions in garnet, cordierite.

Pyrite, apatite and rutile are usually associated with garnet.

#### PT parameters of the metamorphism

Over 200 chemical analyses of minerals were performed to assess a thermodynamic regime using an JSM-6510LA (JEOL) scanning electron microscope with an EDS JED 2200 attachment (IGGD, RAS) and CamScan MV-2300 (VSEGEI).

The calculations using the computer software THERIAK-DOMINO [3] with the inconsistent thermodynamic dataset of minerals and solid solutions [2] were made for reconstruction of the thermodynamic evaluation of mineral assemblage of high-alumina gneisses.

PT petrogenetic grids and pseudosections for sample UR32/3 were calculated based on the bulk composition of the sample UR32/3 ( $\text{SiO}_2 = 50.3$ ,  $\text{TiO}_2 = 0.72$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 24.3$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}} = 11.8$ ,  $\text{MnO} = 0.12$ ,  $\text{MgO} = 6.98$ ,  $\text{CaO} = 1.4$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 0.8$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 2.33$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.14$ , wt. %) recalculated to 100 cations in the system NCKFMASH (Na-Ca-K-Fe-Mg-Al-Si-H).

The earliest mineral assemblage persists as inclusions in the core of high-magnesium Grt and presents: Pl  $\text{An}_{35}$ , Phl c  $X_{\text{Mg}} = 76-78\%$ , Ru, and Grt I with high value of Grs component (12-16) (Figs. 1 and 2, field I, Table 1).

PT pseudosection calculation with isopleths of Grs component corresponds to  $P \sim 8.5$  kbar and  $T \sim 600^\circ\text{C}$  (Fig. 2, field I, Table 1),

Grt II is characterized by decreasing of Grs mineral to 6 % and increasing of  $X_{\text{Mg}}$  of Grt to 0.36, which is consistent with a sharp decompression to 6.5 kbar and a rise of  $T$  to  $650^\circ\text{C}$  (Figs. 1 and 2, field II, Table 1).

Grt III has the lowest content of Grs mineral (3 %),  $X_{\text{Mg}}$  Grt = 0.34 (Figs. 2, field III, Table 1); biotite with  $X_{\text{Mg}} = 71\%$  is present in the marginal portion. These mineral compositions show further decline in pressure to 5.5 kbar and corresponding with rising of temperature to  $830^\circ\text{C}$  (Fig. 2, field III). The mineral assemblage Grt+Bt+Crd (Fig. 1, 2, field IV, Table 1) indicates the following decrease of  $P$  to 3.5 kbar and  $T$  up to  $600^\circ\text{C}$ .

So, we have the next PT path of metamorphic evolution of the Paleoproterozoic compressional OPZ:

- the initial stage is characterized by moderate high pressure and temperature ( $P \sim 8.5$  kbar and  $T \sim 600^\circ\text{C}$ );
- the next stage has an abrupt decompression trend with synchronous increase of  $T$  to  $830^\circ\text{C}$ .
- the terminating stage – synchronous decrease of  $P$  and  $T$  (subisochore trend).

As a whole, the gneiss sample UR32/3 shows the clockwise PT evolution which is common for many similar Precambrian structures.

*The author wishes to thank his Science Supervisor, Dr. S.B. Lobach-Zhuchenko (IGGD, RAS) for her contribution to the study, Dr. S.K. Baltybaev (IGGD, RAS) for valuable recommendations and O.L. Galankina (IGGD, RAS) and V.F. Sapega (FGUP VSEGEI) for help in conducting the microprobe study of minerals. The study was supported by RFFR and the National Academy of Sciences of Ukraine (Project 08-05-90416Ukr\_a and 48/08F) and carried out under Programme No.6, Earth Sciences Division, RAS.*

#### Литература – References

1. Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В. и др. Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово-Павлоградской коллизионной зоне Украинского щита // ДАН. 2010. Т. 433. №2. С. 212-218
2. Berman R.G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 455-522.
3. de Capitani C., Brown T. The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 2639-2652
4. Kretz R. Symbol for rock-forming minerals // Almer Min. 1983. № 68. P. 277-279.

## Указатель авторов

<i>Авченко О.В.</i>	3, 6	<i>Каулина Т.В.</i>	78, 141
<i>Александров И.А.</i>	3, 6	<i>Кипоурос Н.</i>	82
<i>Аникина Е.В.</i>	189	<i>Кириллук В.П.</i>	70, 84
<i>Арестова Н.А.</i>	130	<i>Кларк Дж. Л.</i>	34
<i>Азимов П.Я.</i>	4	<i>Козлов Е.Н.</i>	126
<i>Артеменко Г.В.</i>	9	<i>Козлов Н.Е.</i>	106
<i>Баба С.</i>	13	<i>Козлова Н.Е.</i>	106, 240, 241
<i>Багински Б.</i>	201	<i>Козловский В.М.</i>	88, 91, 183
<i>Базай А.В.</i>	169	<i>Конилов А.Н.</i>	58, 62, 95, 136, 141, 173, 219, 231
<i>Балаганский В.В.</i>	16	<i>Король Н.Е.</i>	101, 213
<i>Балтыбаев Ш.К.</i>	19	<i>Корпечков Д.И.</i>	183
<i>Баянова Т.Б.</i>	141, 169	<i>Котельников А.Р.</i>	104
<i>Белоусова Е.А.</i>	141, 219	<i>Котельникова З.А.</i>	104
<i>Белянин Г.А.</i>	145	<i>Котов А.Б.</i>	120
<i>Бережная Н.Г.</i>	22, 204, 213, 243	<i>Краснобаев А.А.</i>	186
<i>Березин А.В.</i>	132, 204	<i>Кудряшов Н.М.</i>	106
<i>Бибикина Е.В.</i>	215	<i>Куликова К.В.</i>	110
<i>Богданова С. В.</i>	26, 201	<i>Куликова К.В.</i>	113
<i>Богина М.М.</i>	254	<i>Курхила М.</i>	192
<i>Божко Н.А.</i>	29	<i>Лаврик С.Н.</i>	6
<i>Будницкий С. Ю.</i>	47	<i>Ларионов А.Н.</i>	194
<i>Бурдюк Е.В.</i>	32	<i>Ларионова Ю.О.</i>	194
<i>Бушмин С.А.</i>	126	<i>Лебедева Ю.М.</i>	116
<i>Вализер П.М.</i>	186	<i>Левицкий В.И.</i>	47, 120, 123
<i>Ван К.В.</i>	58, 95	<i>Левицкий И.В.</i>	120, 123
<i>Ван Ринен Д.Д.</i>	145	<i>Лепехина Е.Н.</i>	22, 194
<i>Вапник Е.А.</i>	126	<i>Ли Х.</i>	253
<i>Варламов Д.А.</i>	110, 113	<i>Лобач-Жученко С.Б.</i>	130
<i>Вей Ч. Дж.</i>	34	<i>Лохов К.И.</i>	126
<i>Веливецкая Т.А.</i>	47	<i>Лу З.</i>	253
<i>Великославинский С.Д.</i>	238	<i>Матвеева Л.В.</i>	130
<i>Ветрин В.Р.</i>	35	<i>Медведева Е.В.</i>	189
<i>Вирюс А.А.</i>	91	<i>Мельник А.Е.</i>	132
<i>Вовна Г.М.</i>	39	<i>Миниц М.В.</i>	58, 136, 141
<i>Володичев О.И.</i>	41, 44, 198, 213, 215	<i>Моисеева Е.И.</i>	145
<i>Воронин Б.И.</i>	265	<i>Моргунова А.А.</i>	149, 153, 160
<i>Высоцкий С.В.</i>	47	<i>Натапов Л.М.</i>	141, 219
<i>Глебовицкий В.А.</i>	50	<i>Нечаев В.П.</i>	47
<i>Гриффин У.Л.</i>	141	<i>Ниронен М.</i>	192
<i>Гульпа И.В.</i>	67	<i>Новикова М.А.</i>	145
<i>Гусев Н.И.</i>	22, 53	<i>Ножевник В.М.</i>	158
<i>Данкли Д.</i>	13	<i>Носова А.А.</i>	194
<i>Демедюк В.В.</i>	9	<i>О'Рейлли С.</i>	141
<i>Димитриадис С.</i>	82	<i>Падерин И.П.</i>	22
<i>Докукина К.А.</i>	58, 62, 95, 141, 219	<i>Перчук А.Л.</i>	149, 153, 160, 163
<i>Ду Д.</i>	253	<i>Петров В.П.</i>	166, 169
<i>Елизарова И.Р.</i>	166, 169	<i>Петровская Л.С.</i>	166, 169
<i>Жуланова И.Л.</i>	67, 70	<i>Петровский М.Н.</i>	166, 169
<i>Игнатъев А.В.</i>	47	<i>Пилюгин С.М.</i>	173
<i>Ипатьева И.С.</i>	194	<i>Подлесский К.К.</i>	175
<i>Каменев Е.Н.</i>	73	<i>Пресняков С.Л.</i>	204, 243
<i>Каменев И.А.</i>	73	<i>Пушкарев Е.В.</i>	177
<i>Камзолкин В.А.</i>	219		

<i>Пыстин А.М.</i>	179	<i>Сузуки К.</i>	13
<i>Пыстина Ю.И.</i>	179	<i>Сухоруков В.П.</i>	227
<i>Рагозин А.Л.</i>	110	<i>Сушкин Л.Б.</i>	229
<i>Раджеш Х.М.</i>	145	<i>Таран Л. Н.</i>	26
<i>Расс И.Т.</i>	183	<i>Терехов Е.Н.</i>	231
<i>Резницкий Л.З.</i>	120	<i>Тимотеаду Э.</i>	82
<i>Родионов Н.В.</i>	22	<i>Толкачикова А.А.</i>	234
<i>Русин А.И.</i>	186, 189	<i>Толмачева Е.В.</i>	238
<i>Ряме О.Т.</i>	192	<i>Травин В.В.</i>	240, 241
<i>Савко К.А.</i>	173	<i>Третьченко В.В.</i>	194
<i>Салтыкова Т.Е.</i>	238	<i>Туркина О.М.</i>	243
<i>Сальникова Е.Б.</i>	120	<i>Урманцева Л.Н.</i>	243
<i>Самборская И.А.</i>	9	<i>Филиппова И.Б.</i>	136
<i>Самсонов А.В.</i>	194	<i>Фришман Н.И.</i>	88
<i>Сафонов О.Г.</i>	145	<i>Хелття П.</i>	246
<i>Седова И.С.</i>	50	<i>Ходоревская Л.И.</i>	249
<i>Сергеев С.А.</i>	238	<i>Хокада Т.</i>	13
<i>Сибелев О.С.</i>	197, 213	<i>Худоложкин В.О.</i>	3
<i>Симакин С.Г.</i>	204	<i>Чанг Л.</i>	253
<i>Синг В.К.</i>	198	<i>Чанышев А.Д.</i>	227
<i>Сираиси К.</i>	13	<i>Чекулаев В.П.</i>	130
<i>Склярёв Е.В.</i>	110	<i>Чистяков А.В.</i>	254
<i>Скридлаите Г.</i>	26, 201	<i>Чудненко К.В.</i>	3
<i>Скублов С.Г.</i>	22, 132, 204	<i>Шарков Е.В.</i>	254
<i>Скузоватов С.Ю.</i>	110	<i>Шеен Х.</i>	253
<i>Слабунов А.И.</i>	44, 198, 208, 213, 215	<i>Шкодзинский В.С.</i>	257
<i>Сомин М.Л.</i>	219	<i>Щербакова Т.Ф.</i>	231
<i>Сорохтин Н.О.</i>	106	<i>Щипанский А.А.</i>	260
<i>Степанов В.С.</i>	222	<i>Юркова Р.М.</i>	265
<i>Степанова А.В.</i>	222	<i>Юрченко А.В.</i>	268
<i>Стогний Г.А.</i>	224	<i>Япаскурт В.О.</i>	163

## Author's Index

<i>Alexandrov I.A.</i>	3, 6	<i>Korpechkov D.I.</i>	183
<i>Anikina E.V.</i>	189	<i>Kotelnikov A.R.</i>	104
<i>Arestova N.A.</i>	130	<i>Kotelnikova Z.A.</i>	104
<i>Artemenko G.V.</i>	9	<i>Kotov A.B.</i>	120
<i>Avchenko O.V.</i>	3, 6	<i>Kozlov N.E.</i>	106
<i>Azimov P.</i>	4	<i>Kozlov E.N.</i>	126
<i>Baba S.</i>	13	<i>Kozlova N.E.</i>	106, 240, 241
<i>Baginski B.</i>	201	<i>Kozlovsky V.M.</i>	88, 91, 183
<i>Balagansky V.V.</i>	16	<i>Krasnobaev A.A.</i>	186
<i>Baltybaev S.K.</i>	19	<i>Kudryashov N.M.</i>	106
<i>Bayanova, T.B.</i>	141, 169	<i>Kulikova K.V.</i>	110, 113
<i>Bazay A.V.</i>	169	<i>Kurhila M.</i>	192
<i>Belousova E.A.</i>	141, 219	<i>Kyrylyuk V.P.</i>	70
<i>Belyanin G.A.</i>	145	<i>Larionov A.N.</i>	194
<i>Berezhnaya N.G.</i>	22, 204, 213, 243	<i>Larionova Y.O.</i>	194
<i>Berezin A.V.</i>	132, 204	<i>Lavrik C.N.</i>	6
<i>Bibikova E.V.</i>	215	<i>Lebedeva Yu.M.</i>	116
<i>Bogdanova S.V.</i>	26, 201	<i>Lepekhina E.N.</i>	22, 194
<i>Bogina M.M.</i>	254	<i>Levitsky V.I.</i>	47, 120, 123
<i>Bozhko N.A.</i>	29	<i>Levitsky I.V.</i>	120, 123
<i>Budnitskiy S.Yu.</i>	47	<i>Li X.</i>	253
<i>Burdyukh E.V.</i>	32	<i>Lobach-Zhuchenko S.B.</i>	130
<i>Bushmin S.A.</i>	126	<i>Lokhov K.I.</i>	126
<i>Chanyshev A.D.</i>	227	<i>Lu Z.</i>	253
<i>Chekulaev V.P.</i>	130	<i>Matveyeva L.V.</i>	130
<i>Chistyakov A.V.</i>	254	<i>Medvedeva E.V.</i>	189
<i>Chudnenko K.V.</i>	3	<i>Melnik A.E.</i>	132
<i>Clarke G. L.</i>	34	<i>Mints M.V.</i>	58, 136, 141
<i>Demediyuk V.V.</i>	9	<i>Moiseeva E.I.</i>	145
<i>Dokukina K.A.</i>	58, 62, 82, 95, 141, 219	<i>Morgunova, A.A.</i>	149, 153, 160
<i>Du J.</i>	253	<i>Natapov, L.M.</i>	141, 219
<i>Dunkley D.</i>	13	<i>Nechaev V.P.</i>	47
<i>Elizarova I.R.</i>	169	<i>Nironen M.</i>	192
<i>Frishman N.I.</i>	88	<i>Nosova A.A.</i>	194
<i>Glebovitsky V.A.</i>	50	<i>Novikova M.A.</i>	145
<i>Griffin, W.L.</i>	141	<i>Nozhevnik V.M.</i>	158
<i>Gulpa I.V.</i>	67	<i>O'Reilly, S.</i>	141
<i>Gusev N.I.</i>	22, 53	<i>Paderin I.P.</i>	22
<i>Hokada T.</i>	13	<i>Perchuk A.L.</i>	149, 153, 160, 163
<i>Hölttä, P , 246</i>		<i>Petrov V.P.</i>	166, 169
<i>Ignat'ev A.V.</i>	47	<i>Petrovskaya L.S.</i>	166, 169
<i>Ipatyeva I.S.</i>	194	<i>Petrovsky M.N.</i>	166, 169
<i>Kamenev E.N.</i>	73	<i>Philippova, I.B.</i>	136
<i>Kamenev I.A.</i>	73	<i>Pilyugin S.M.</i>	173
<i>Kamzolkin V.A.</i>	219	<i>Podlesskii K.K.</i>	175
<i>Kaulina T.V.</i>	78, 141	<i>Presnyakov S.L.</i>	204, 243
<i>Khodorevskaya L.I.</i>	249	<i>Pushkarev E.V.</i>	177
<i>Khudolozhkin V.O.</i>	3	<i>Pystin A.M.</i>	179
<i>Kipouros N.</i>	82	<i>Pystina Y.I.</i>	179
<i>Kirylyuk V.P.</i>	84	<i>Ragozin A.L.</i>	110
<i>Konilov A.N.</i>	58, 62, 95, 136, 141, 173, 219, 231	<i>Rajesh H.M.</i>	145
<i>Korol N.E.</i>	101, 213	<i>Rämö O.T.</i>	192
		<i>Rass I.T.</i>	183

<i>Reznitsky L.Z.</i>	120	<i>Sushkin L.B.</i>	229
<i>Rodionov N.V.</i>	22	<i>Suzuki K.</i>	13
<i>Rusin A.I.</i>	186, 189	<i>Taran L.N.</i>	26
<i>Safonov O.G.</i>	145	<i>Terekhov E.N.</i>	231
<i>Salnikova E.B.</i>	120	<i>Timotheadou E.</i>	82
<i>Saltykova T.E.</i>	238	<i>Tolkachikova A.A.</i>	234
<i>Samborskaya I.A.</i>	9	<i>Tolmacheva E.V.</i>	238
<i>Samsonov A.V.</i>	194	<i>Travin V.V.</i>	240, 241
<i>Savko K.A.</i>	173	<i>Tretyachenko V.V.</i>	194
<i>Sedova I.S.</i>	50	<i>Turkina O.M.</i>	243
<i>Sergeyev S.A.</i>	238	<i>Urmantseva L.N.</i>	243
<i>Sharkov E.V.</i>	254	<i>Valizer P.M.</i>	186
<i>Shcherbakova T.F.</i>	231	<i>Van K.V.</i>	58, 95
<i>Shchipansky A.A.</i>	260	<i>Van Reenen D.D.</i>	145
<i>Shen X.</i>	253	<i>Vapnik E.A.</i>	126
<i>Shiraishi K.</i>	13	<i>Varlamov D.A.</i>	110, 113
<i>Shkodzinsky V.S.</i>	257	<i>Velikoslavinsky S.D.</i>	238
<i>Sibelev O.S.</i>	197, 213	<i>Velivetskaya T.A.</i>	47
<i>Simakin S.G.</i>	204	<i>Vetrin V.R.</i>	35
<i>Singh V.K.</i>	198	<i>Viryus A.A.</i>	91
<i>Sklyarov Ye.V.</i>	110	<i>Volodichev O.I.</i>	41, 44, 198, 213, 215
<i>Skridlaite G.</i>	26, 201	<i>Voronin B.I.</i>	265
<i>Skublov S.G.</i>	22, 132, 204	<i>Vovna G.M.</i>	39
<i>Skuzovatov S.Yu.</i>	110	<i>Vysotskiy S.V.</i>	47
<i>Slabunov A.I.</i>	44, 198, 208, 213, 215	<i>Wei C. J.</i>	34
<i>Somin M.L.</i>	219	<i>Yapaskurt V.O.</i>	163
<i>Sorokhtin N.O.</i>	106	<i>Yelizarova I.R.</i>	166
<i>Stepanov V.S.</i>	222	<i>Yurchenko A.V.</i>	268
<i>Stepanova A.V.</i>	222	<i>Yurkova R.M.</i>	265
<i>Stogny G.A.</i>	224	<i>Zhang L.</i>	253
<i>Sukhorukov V.P.</i>	227	<i>Zhulanova I.L.</i>	67, 70



## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А., Худоложкин В.О.</i> Решение проблем петрологии метаморфических пород на программном комплексе «Селектор» .....	3
<i>Азимов П.Я.</i> Геотермобарометрия в неравновесных системах: метасоматиты и корониты .....	4
<i>Александров И.А., Лаврик С.Н., Авченко О.В.</i> Геохимия УНТ-гранулитов Сивакано-Токского блока и петрогенезис протолитов пород .....	6
<i>Артеменко Г.В., Самборская И.А., Демедюк В.В.</i> Геохимические особенности палеоархейских эндербитов Орехово-Павлоградской структуры УЩ (Васильковский участок).....	9
<i>Баба С., Данкли Д., Хокада Т., Сузуки К., Сираиси К.</i> Время высокобарического гранулитового метаморфизма Льюисского комплекса, Южный Харрис, северо-западная Шотландия.....	13
<i>Балаганский В.В.</i> Гранулиты растяжения и коллизионные гранулиты палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена, Балтийский щит.....	16
<i>Балтыбаев Ш.К.</i> Гранулиты Свекофеннского пояса Фенноскандинавского щита: закономерности размещения, возраст, источник тепла .....	19
<i>Бережная Н.Г., Гусев Н.И., Скублов С.Г., Родионов Н.В., Лепехина Е.Н., Падерин И.П.</i> Геохимические особенности и возраст цирконов эцлогит-амфиболитового комплекса (Горный Алтай) .....	22
<i>Богданова С. В., Скридлаите Г., Таран Л. Н.</i> Палеопротерозойские пояса Прибалтики и Беларуси – аналог Лапландско-Кольского коллизионного орогена?.....	26
<i>Божко Н.А.</i> Высокобарические гранулит-гнейсовые пояса как важные объекты палеотектонического анализа .....	29
<i>Бурдюх Е.В.</i> Гранулометрия обломочной составляющей неоархейского Онежского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса.....	32
<i>Вей Ч. Дж., Кларк Дж. Л.</i> Фазовые равновесия, рассчитанные для составов базальтов срединно-океанических хребтов: переоценка эволюции метаморфизма лавсонитовых эцлогитов .....	34
<i>Ветрин В.Р.</i> Возраст и состав гранулит-гнейсовых ассоциаций Кольско-Норвежского мегаблока.....	35
<i>Вовна Г.М.</i> Древнейший гранулитовый комплекс фундамента Алданского щита: состав магматических протолитов и их происхождение .....	39
<i>Володичев О.И.</i> Гранулитовые и эцлогитовые комплексы докембрия восточной части Фенноскандинавского щита (Беломорский подвижный пояс и Карельский кратон).....	41
<i>Володичев О.И., Слабунов А.И.</i> Суперпозиция двух возрастных и генетических групп эцлогитов в районе с. Гридино Беломорской провинции Фенноскандинавского щита .....	44
<i>Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И., Будницкий С. Ю., Нечаев В.П., Веливецкая Т.А.</i> Геохимия стабильных изотопов высокобарных метаморфических комплексов как индикатор особых условий формирования протолита.....	47
<i>Глебовицкий В.А., Седова И.С.</i> Эндербитовый и чарнокитовый типы гранулитовых комплексов: геохимия и геодинамические обстановки формирования .....	50
<i>Гусев Н.И.</i> U-Pb возраст (SHRIMP II) балтырганского эцлогит-амфиболитового комплекса (Горный Алтай)..53	53
<i>Докукина К.А., Конилов А.Н., Ван К.В., Минц М.В.</i> Палеопротерозойский термальный импульс в породах архейской эцлогитовой ассоциации Гридино (Беломорская эцлогитовая провинция) .....	58
<i>Докукина К.А., Конилов А.Н.</i> Метаморфические реакционные структуры в мафических дайках Гридинского дайкового поля (Беломорская эцлогитовая провинция).....	62
<i>Жуланова И.Л., Гульба И.В.</i> Породы гранулитовой и эцлогитовой фаций в мезо-кайнозойской структуре хребта Пекульной (Чукотка) .....	67



Жуланова И.Л., Кирилюк В.П. Гранулитовый метаморфизм и гранулитовые комплексы в раннедокембрийском развитии земной коры Северной Евразии .....	70
Каменев И.А., Каменев Е.Н. Гранулиты Восточной Антарктиды и их позиция в структуре Антарктического щита ....	73
Каулина Т.В. Рост циркона при эклогитовом и гранулитовом метаморфизме .....	78
Кипоурос Н., Тимотеаду Э., Димитриадис С. Структура и состав эклогит-гранулитового комплекса в Центрально-Родопской метаморфической провинции, Греция .....	82
Кирилюк В.П. Ультраметаморфизм и «гранитообразование» в побужском гранулитовом комплексе Украинского щита .....	84
Козловский В.М., Фришман Н.И. Геологическое соотношение разновозрастных высокobarных пород и содержащих их комплексов Беломорского подвижного пояса (интерпретация новых находок высокobarных парагенезисов) .....	88
Козловский В.М., Вирюс А.А. Гранулитовые парагенезисы в локальных зонах деформаций восточного Беломорья .....	91
Конилов А.Н., Докукина К.А., Ван К.В. Гипотеза об ультра-высокobarических условиях в породах архейской Беломорской эклогитовой провинции. Петрологические данные для эклогитов ассоциации Гридино .....	95
Король Н.Е. Поздняя изофациальная перекристаллизация в гранулит–эндербит–чарнокитовых комплексах Карелии .....	101
Котельникова З.А., Котельников А.Р. Эволюция флюидного режима и условия формирования пород Ханкайского массива .....	104
Кудряшов Н.М., Козлова Н.Е., Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О. Канентъяврский массив эндербитов Кольского полуострова: геохронологические и изотопно-геохимические исследования .....	106
Куликова К.В., Склярёв Е.В., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Варламов Д.А. Высокobarные метабазиты Южно-Муйской глыбы (Северо-Восточная Бурятия) .....	110
Куликова К.В., Варламов Д.А. Эклогитизация габброидов хребта Марункеу (Полярный Урал) .....	113
Лебедева Ю.М. Метасоматические процессы при высоких температурах и давлениях в зонах сдвиговых деформаций Порьегубского покрова Лапландского гранулитового пояса Балтийского щита .....	116
Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б. Докембрийские и фанерозойские гранулитовые комплексы юга Восточной Сибири .....	120
Левицкий И.В., Левицкий В.И. Неоархейский и палеопротерозойский метаморфизм гранулитовой фации в Присяянском выступе фундамента Сибирской платформы .....	123
Лохов К.И., Бушмин С.А., Вапник Е.А., Козлов Е.Н. Изотопный состав флюида при метасоматозе в зонах сдвиговых деформаций Порьегубского покрова Лапландского гранулитового пояса .....	126
Матвеева Л.В., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Геология неоархейского гранулитового метаморфизма Прионежья .....	130
Мельник А.Е., Березин А.В., Скублов С.Г. Особенности геохимии породообразующих и акцессорных минералов из салминских эклогитов .....	132
Миц М.В., Конилов А.Н., Филиппова И.Б. Гранулит-гнейсовые комплексы Восточно-Европейского кратона: тектоническая позиция, геодинамические обстановки формирования протолитов, метаморфизма и структурообразования .....	136
Миц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейлли С., Каулина Т.В., Баянова Т.Б. Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция: тектоническая позиция, геодинамические обстановки формирования протолитов, метаморфизма и структурообразования .....	141
Моисеева Е.И., Сафонов О.Г., Новикова М.А., Белянин Г.А., Раджеш Х.М., Ван Ринен Д.Д. Минеральные реакции и флюидный режим при локальной дегидратации биотит-амфиболовых гнейсов Центральной Зоны комплекса Лимпопо, Южная Африка .....	145





<i>Моргунова А.А., Перчук А.Л.</i> Петрология и геохимия докембрийских метаультрамафитов (Гридинский экологитовый комплекс, Карелия).....	149
<i>Моргунова А.А., Перчук А.Л.</i> Нелитостатическое давление во включениях хлорита в породообразующих минералах гранат-пироксеновой породы (Гридинский высокобарный комплекс, Карелия).....	153
<i>Ножевник В.М.</i> Минеральные парагенезисы экологитов и экологитоподобных пород Гридинского дайкового поля .....	158
<i>Перчук А.Л., Моргунова А.А.</i> Контрастные режимы эколгитизации базитов в Гридинском высокобарном комплексе, Карелия .....	160
<i>Перчук А. Л., Янаскурт В.О.</i> Дуализм процессов ортопироксенизации мантии в зонах субдукции: экспериментальные данные .....	163
<i>Петров В.П., Петровская Л.С., Петровский М.Н., Елизарова И.Р.</i> Возрастные рубежи проявления гранулитового метаморфизма в истории геологического развития центрально-кольского блока (кольский полуостров).....	166
<i>Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Петров В.П., Петровский М.Н., Елизарова И.Р., Базай А.В.</i> Вещественный состав и U-Pb возраст высококальциевых гнейсов Кольской серии Центрально-Кольского блока .....	169
<i>Плюгин С.М., Савко К.А., Конюков А.Н.</i> Структуры распада полевых шпатов в чарнокитах Тривандрумского гранулитового блока (Ю. Индия) .....	173
<i>Подлесский К.К.</i> Устойчивость «сверхвысокотемпературных» минеральных ассоциаций высокоглиноземистых гранулитов .....	175
<i>Пушкарев Е.В.</i> Пижонит-гранатовые гранулиты из динамотермальных ореолов дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Урала как индикаторы времени и условий интеграции мантийных и коровых комплексов.....	177
<i>Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.</i> Гранулитовый и экологитовый метаморфизм в истории формирования фундамента приуральской части Европейского кратона.....	179
<i>Расс И.Т., Козловский В.М., Корпечков Д.И.</i> Геохимия метабазитов Красной губы, Беломорский подвижный пояс.....	183
<i>Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М.</i> Экологитовые комплексы Урала: изотопный возраст и вопросы петрогенезиса .....	186
<i>Русин А.И., Медведева Е.В., Аникина Е.В.</i> Гранулитовые ассоциации коллизионных орогенов.....	189
<i>Ряме О.Т., Курхила М., Ниронен М.</i> Происхождение и эволюция магматизма лейкогранитов в гранулитовых (и связанных с ними промежуточных) комплексах свекофенского орогена в южной Финляндии .....	192
<i>Самсонов А.В., Третьяченко В.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Лепехина Е.Н., Ларионов А.Н., Ипатьева И.С.</i> Фундамент Архангельской алмазонасной провинции как Ю-В часть Лапландско-Кольского коллизионного орогена .....	194
<i>Сибелев О.С.</i> Свекофенский метаморфизм гранулитовой фации в Беломорском подвижном поясе: миф или реальность? .....	197
<i>Синг В.К., Слабунов А.И., Володичев О.И.</i> Архейские высокобарические комплексы Банделькандского кратона (Индия) и Фенноскандинавского щита (Россия).....	198
<i>Скридлайте Г., Богданова С., Багински Б.</i> Многоэтапный гранулитовый метаморфизм в кристаллическом фундаменте Литвы, западная часть Восточно-Европейского кратона.....	201
<i>Скублов С.Г., Бережная Н.Г., Симакин С.Г., Пресняков С.Л., Березин А.В.</i> Особенности геохимии цирконов из экологитов .....	204
<i>Слабунов А.И.</i> Архейские эколгитсодержащие и гранит-зеленокаменные комплексы Беломорской провинции: корреляция и геодинамическая интерпретация .....	208



Слабунов А.И., Король Н.Е., Бережная Н.Г., Володичев О.И., Сибелев О.С. Главные стадии формирования основных гранулитов Онежского комплекса Карельского кратона: петрология и изотопный возраст (SHRIMP-II) цирконов.....	213
Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Володичев О.И. U-Pb изотопные возрасты энтербитов и чарнокитов Нотозерского гранулит-энтербит-чарнокитового комплекса Беломорской провинции.....	215
Сомин М.Л., Конилов А.Н., Натанов Л.М., Белоусова Е.А., Камзолкин В.А., Докукина К.А. Высокобарический псевдofундамент Передового хребта Северного Кавказа.....	219
Степанова А.В., Степанов В.С. Эклогитизированные дайки низко-Ti толеитов Беломорского подвижного пояса: возрастная позиция и тектоническая принадлежность.....	222
Стогний Г.А. Блоки гранулитов Станового орогенного пояса – рудоконтролирующие структуры золота Алдано-Становой провинции.....	224
Сухоруков В.П., Чанышев А.Д. Минеральный состав и РТ - условия метаморфизма основных гранулитов Ангара-Канского блока (Енисейский Кряж).....	227
Сушкин Л.Б. Геология и металлоносность верхнего течения р. Кун-Маньё (Восточный Становик).....	229
Терехов Е.Н., Конилов А.Н., Щербакова Т.Ф. Структурно-геохимические аспекты процессов гранатизации пород Лапландского гранулитового пояса (Балтийский щит).....	231
Толкачикова А.А. Гранулитовые комплексы кристаллического фундамента Беларуси.....	234
Толмачева Е.В., Салтыкова Т.Е., Сергеев С.А., Великославинский С.Д. Реконструкция истории формирования древнейших основных пород Воронежского кристаллического массива (по результатам изучения включений минералообразующих сред в цирконах).....	238
Травин В.В., Козлова Н.Е. Роль пластической деформации в эклогитизации базитов района села Гридино, Беломорский подвижный пояс.....	240
Травин В.В., Козлова Н.Е. Проблема возраста процессов эклогитизации базитов района села Гридино, Беломорский подвижный пояс.....	241
Туркина О.М., Бережная Н.Г., Урманцева Л.Н., Пресняков С.Л. Раннедокембрийский гранулитовый комплекс Ангара-Канского блока, юго-западная окраина Сибирского кратона: состав и время формирования.....	243
Хелття, П. Эволюция архейских гранулитов в Центральной Финляндии.....	246
Ходоревская Л.И. Закономерности высокотемпературного метасоматоза в метабазах Лапландского гранулитового комплекса.....	249
Чанг Л., Ду Д., Шеен Х., Лу З., Ли Х. Новая SIMS-датировка возраста циркона ураново-свинцовым методом из эклогитовых пород западной части Тянь-Шаньского ультравысокобарического пояса, Китай: длительный подъем.....	253
Шарков Е.В., Богина М.М., Чистяков А.В. Природа гранулитовых поясов раннего докембрия (на примере Фенноскандинавского щита).....	254
Шкодзинский В.С. Происхождение раннедокембрийских гранулитовых комплексов.....	257
Щипанский А.А. Коровые и мантийные эклогиты: на пути к алмазам литосферных килей архейских кратонов.....	260
Юркова Р.М., Воронин Б.И. Формирование апогабброноритовых гранулитов и эклогитоподобных пород при подъёме офиолитового диапира в мезозое.....	265
Юрченко А.В. Палеопротерозойский метаморфизм высокоглиноземистых гнейсов Орехово-Павлоградской компрессионной зоны (Украинский щит, Васильковский участок).....	268



## CONTENTS

<i>Avchenko O.V., Chudnenko K.V., Alexandrov I.A., Khudolozhkin V.O.</i> Approaching problems in metamorphic rock petrology on a Selector» software complex .....	3
<i>Azimov P.</i> Geothermobarometry in disequilibrium systems: metasomatites and coronites .....	4
<i>Alexandrov I.A., Lavrik C.N., Avchenko O.V.</i> Geochemistry of UHT-granulites of the Sivakano-Toksii block and protholith petrogenesis .....	6
<i>Artemenko G.V., Samborskaya I.A., Demedyuk V.V.</i> Geochemical characteristics of Palaeoarchaeon enderbites from the Orekhovo-Pavlograd structure, Ukrainian Shield, Vasilkovsky sector .....	9
<i>Baba S., Dunkley D., Hokada T., Suzuki K., and Shiraishi K.</i> Timing of high-pressure granulite-facies metamorphism of the Lewisian Complex, South Harris, NW Scotland .....	13
<i>Balagansky V.V.</i> Extensional and collisional granulites of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola orogen, Baltic Shield .....	16
<i>Baltybaev S.K.</i> Granulites from the Svecofennian belt of the Fennoscandian Shield: distribution pattern, age and heat source .....	19
<i>Berezhnaya N.G., Gusev N.I., Skublov S.G., Rodionov N.V., Lepekhina E.N., Paderin I.P.</i> Geochemical characteristics and age of zircons from an eclogite-amphibolite complex, Gorny Altai .....	22
<i>Bogdanova S.V., Skridlaite G., Taran L. N.</i> Are the Paleoproterozoic Baltic-Belarus belts equivalents of the Lapland-Kola collisional orogen? .....	25
<i>Bozhko N.A.</i> High-pressure granulite-gneissic belts as important subjects of the paleotectonic analysis .....	29
<i>Burdyukh E.V.</i> Size distribution of fragments in Neoproterozoic Onego granulite-enderbite-charnockite complex .....	32
<i>Wei C. J., Clarke G. L.</i> Calculated phase equilibria for MORB compositions: a reappraisal of the metamorphic evolution of lawsonite eclogite .....	34
<i>Vetrin V.R.</i> The age and composition of the granulite-gneiss associations of the Kola-Norwegian megablock .....	35
<i>Vovna G.M.</i> The oldest granulite complex of the Aldan Shield basin: composition and origin of igneous protoliths .....	39
<i>Volodichev O.I.</i> Precambrian granulite and eclogite complexes in the eastern Fennoscandian Shield (Belomorian mobile belt and Karelian Craton) .....	41
<i>Volodichev O.I., Slabunov A.I.</i> Superposition of two age and genetic groups of eclogites in the Gridino area, Belomorian province, Fennoscandian Shield .....	44
<i>Vysotskiy S.V., Ignat'ev A.V., Levitskiy V., Budnitskiy S.Yu., Nechaev V.P., Velivetskaya T.A.</i> Geochemistry of stable isotopes in high pressure metamorphic complexes as indicator of specific conditions during their protolith formation .....	47
<i>Glebovitsky V.A. and Sedova I.S.</i> Enderbite and charnockite types of granulite complexes: geochemistry and geodynamic environment .....	50
<i>Gusev N.I.</i> The U-Pb age (SHRIMP) of Baltyrgan eclogite - amphibolite metamorphic complex (Gorny Altai) .....	53
<i>Dokukina K.A., Konilov A.N., Van K.V., Mints M.V.</i> Paleoproterozoic thermal impact in Archean rocks of Gridino eclogite association (Belomorian eclogite province) .....	58
<i>Dokukina K.A., Konilov A.N.</i> Metamorphic reactionary textures in mafic dykes of Gridino dyke swarm (Belomorian eclogite province) .....	62
<i>Zhulanova, I.L., Gulpa I.V.</i> Granulite- and eclogite-facies rocks in the Meso-Cenozoic structure of Pekulney Ridge, Chukotka .....	67
<i>Zhulanova I.L., Kyrylyuk V.P.</i> Granulite-facies metamorphism and granulite complexes in the Early Precambrian crustal evolution of North Eurasia .....	70



## Extended Abstracts

<i>Kamenev I.A., Kamenev E.N.</i> The granulites of the East Antarctica and their positions in the Antarctic Shield Structure .....	73
<i>Kaulina T.V.</i> Zircon growth upon eclogite- and granulite-facies metamorphism .....	78
<i>Kipouros N., Timotheadou E., Dimitriadis S.</i> Structure and Composition of an Eclogite – Granulite complex in Central Rhodope Metamorphic Province, Greece .....	82
<i>Kirylyuk V.P.</i> Ultrametamorphism and “granite formation” in the Pobuzhsky granulite complex of the Ukrainian Shield .....	84
<i>Kozlovsky V.M., Frishman N.I.</i> Geological correlation of the different-aged high-pressure rocks and their host complexes of the Belomorian mobile belt (interpretation of new finds of high-pressure parageneses) .....	88
<i>Kozlovsky V.M., Viryus A.A.</i> Granulite parageneses in the local deformation zones of the eastern White Sea area.....	91
<i>Konilov A.N., Dokukina K.A., Van K.V.</i> Hypothesis about ultrahigh-pressure conditions in rocks of the Archean Belomorian eclogite province. Petrological data for eclogites of Gridino assemblage .....	95
<i>Korol N.E.</i> Late isofacial recrystallization in granulite-enderbite-charnockite complexes of Karelia .....	101
<i>Kotelnikova Z.A., Kotelnikov A.R.</i> Evolution of fluid regime and conditions of formation of Khankaisk Massif rocks..	104
<i>Kudryashov N.M., Kozlova N.E., Kozlov N.E., Sorokhtin N.O.</i> Kanentjarvi enderbite massif of the Kola Peninsula: geochronological and isotopic-geochemical studies .....	106
<i>Kulikova K.V., Sklyarov Ye.V., Skuzovatov S.Yu., Ragozin A.L., Varlamov D.A.</i> High-pressure metabasites of South-Muya block (North-East Buryatia, Transbaikalia) .....	110
<i>Kulikova K.V., Varlamov D.A.</i> Eclogitization gabbro of Marunkeu ridge (Polar Urals) .....	113
<i>Lebedeva Yu.M.</i> Metasomatic high temperature and high pressure processes in the shear zones of the Poryeguba nappe of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield.....	116
<i>Levitsky V.I., Reznitsky L.Z., Kotov A.B., Levitsky I.V., Salnikova E.B.</i> Precambrian and Phanerozoic granulite complexes of southern East Siberia .....	120
<i>Levitsky I.V. and Levitsky V.I.</i> Neoproterozoic and Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism in the Prisayansky scarp of the Iberian Platform basement .....	123
<i>Lokhov K.I., Bushmin S.A., Vapnik E.A., Kozlov E.N.</i> Isotopic composition of fluid upon metasomatism in the shear-zones of the Poryeguba nappe of the Lapland granulite belt.....	126
<i>Matveyeva L.V., Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Arestova N.A.</i> Geology of Neoproterozoic granulite-facies metamorphism in Prionezhye.....	130
<i>Melnik A.E., Berezin A.V., Skublov S.G.</i> Geochemical characteristics of rock-forming and accessory minerals from Salmi eclogites.....	132
<i>Mints, M.V., Konilov, A.N., Philippova, I.B.</i> Granulite-gneiss complexes of the East European craton: tectonic position, geodynamic settings of the protholith origin, .....	136
<i>Mints, M.V., Konilov, A.N., Dokukina, K.A., Natapov, L.M., Belousova E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S., Kaulina, T.V., Bayanova, T.B.</i> The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: tectonic position, geodynamic settings of the protholith origin, .....	141
<i>Moiseeva E.I., Safonov O.G., Novikova M.A., G.A. Belyanin, H.M. Rajesh, D.D. Van Reenen</i> Mineral reactions and fluid regime during local dehydration of biotite-hornblende gneisses of the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa .....	145
<i>Morgunova, A.A., Perchuk A.L.</i> Petrology and geochemistry of Precambrian metaultramafic rocks from the Gridino eclogite complex, Karelia .....	149
<i>Morgunova A.A., Perchuk A.L.</i> Lithostatic pressure in chlorite inclusions in the rock-forming minerals of garnet pyroxene rock from the Gridino high-pressure complex, Karelia.....	153



<i>Nozhevnik V.M.</i> Mineral parageneses of eclogites and eclogite-like rocks from the Gridino Dyke Field .....	158
<i>Perchuk A.L., Morgunova A.A.</i> Contrasting basic rock eclogitization regimes in the Gridino high-pressure complex, Karelia.....	160
<i>Perchuk A. L., Yapaskurt V.O.</i> Dualism of mantle orthopyroxenization in subduction zones: experimental data.....	163
<i>Petrov V.P., Petrovskaya L.S., Petrovsky M.N., Yelizarova I.R.</i> Age boundaries of manifestation of the granulite metamorphism in the history of geological development of the central – kola block (the kola peninsula) .....	166
<i>Petrovskaya L.S., Bayanova T.B., Petrov V.P., Petrovsky M.N., Elizarova I.R., Bazay A.V.</i> Mineralogical composition and U-Pb age of high-Ca gneisses from the Kola series of the Central Kola block.....	169
<i>Pilyugin S.M., Savko K.A., Konilov A.N.</i> Feldspar disintegration structures in charnockites from the Trivandrum Granulite Block, S. India.....	173
<i>Podlesskii K.K.</i> Stability of “ultrahigh-temperature” mineral assemblages in aluminous granulites.....	175
<i>Pushkarev E.V.</i> Pigeonite-garnet granulite from the contact metamorphic aureole of the Uralian dunite-clinopyroxenite-gabbro massifs: indicators of the time and conditions of the mantle-crustal rocks integration .....	177
<i>Pystin A.M., Pystina Y.I.</i> Granulite- and eclogite-facies metamorphism in the history of formation of the basement of the Uralian part of the European Craton .....	179
<i>Rass I.T., Kozlovsky V.M., Korpechkov D.I.</i> Geochemistry of metabasic rocks from Krasnaya Guba, Belomorian mobile belt .....	183
<i>Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Valizer P.M.</i> Eclogitic complexes of the Urals: isotopic ages and petrogenesis problems	186
<i>Rusin A.I., Medvedeva E.V., Anikina E.V.</i> Granulitic associations of the collision orogens: a geodynamic aspect....	189
<i>Rämö O.T., Kurhila M., Nironen M.</i> Origin and evolution of leucogranite magmatism in the granulitic (and related medium-grade) terranes of the Svecofennian orogen in southern Finland.....	192
<i>Samsonov A.V., Tretyachenko V.V., Nosova A.A., Larionova Y.O., Lepekhina E.N., Larionov A.N., Ipatyeva I.S.</i> The basement of the Arkhangelsk diamondiferous province as the southeastern part of the Lapland-Kola collisional orogen .....	194
<i>Sibelev O.S.</i> Svecofennian granulite-facies metamorphism in the Belomorian mobile belt: a myth or reality? .....	197
<i>Singh V.K., Slabunov A.I., Volodichev O.I.</i> Archaean high-pressure complexes of the Bundelkhand Craton (India) and the Fennoscandian Shield (Russia) .....	198
<i>Skridlaite G., Bogdanova S., and Baginski B.</i> Multistage granulitic metamorphism in the crystalline basement of Lithuania, western East European Craton.....	201
<i>Skublov S.G., Berezhnaya N.G., Simakin S.G., Presnyakov S.L., Berezin A.V.</i> Geochemical characteristics of zircons from eclogites.....	204
<i>Slabunov A.I.</i> Archaean eclogite-bearing and granite-greenstone complexes of the Belomorian province: correlation and geodynamic interpretation.....	208
<i>Slabunov A.I., Korol' N.E., Berezhnaya N.G., Volodichev O.I., Sibelev O.S.</i> Main stages of the mafic granulites formation, Onego complex, Karelian craton: petrology and isotopic dating (SHRIMP-II) of zircons.....	213
<i>Slabunov A.I., Bibikova E.V., Volodichev O.I.</i> U-Pb isotopic ages of enderbites and charnockites from the Notozero granulite-enderbite-charnockite complex, Belomorian province .....	215
<i>Somin M.L., Konilov A.N., Natapov L.M., Belousova E.A., Kamzolkin V.A., Dokukina K.A.</i> The high-pressure pseudo-basement of the Northern Caucasus Fore Range.....	219
<i>Stepanova A.V., Stepanov V.S.</i> Eclogitised low-Ti tholeiitic mafic dykes of the Belomorian mobile belt: age and tectonic setting.....	222
<i>Stogny G.A.</i> The granulite blocks of the stanovoy orogenic belt – gold orecontrol structures of the aldan-stanovoy province .....	224



## Extended Abstracts

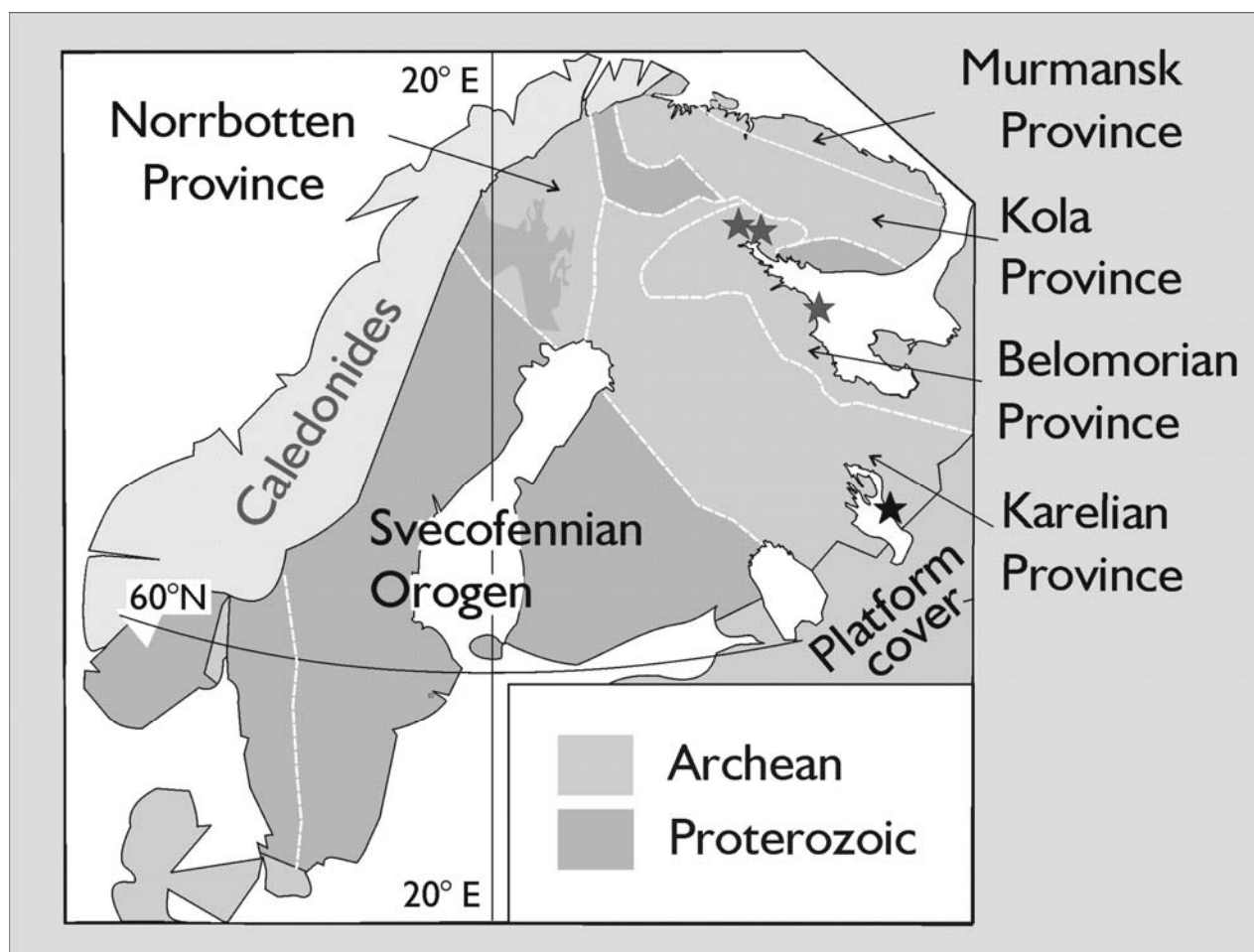
---

<i>Sukhorukov V.P., Chanyshv A.D.</i> Mineral Composition and PT –conditions of metamorphism of Angara-Kan basic granulites (Enisey Ridge).....	227
<i>Sushkin L.B.</i> Geology and metal potential of the upper river Kun-Manyo, eastern Stanovik.....	229
<i>Terekhov E.N., Konilov A.N., Shcherbakova T.F.</i> Structural-Geochemical Aspects of Rock Garnetization in the Laplandian Granulite Belt (Baltic Shield).....	231
<i>Tolkachikova A.A.</i> Granulite complexes of the crystalline basement of Belarus.....	234
<i>Tolmacheva E.V., Saltykova T.E., Sergeyev S.A., Velikoslavinsky S.D.</i> Reconstruction of the history of formation of the oldest basic rocks of the Voronezh crystalline massif (based on the results of the study of mineral-forming medium inclusions in zircons).....	238
<i>Travin V.V., Kozlova N.E.</i> Contribution of ductile deformation to basic rock eclogitization in the Gridino area, Belomorian mobile belt.....	240
<i>Travin V.V., Kozlova N.E.</i> Problems in the age of basic rock eclogitization processes in the Gridino area, Belomorian mobile belt.....	241
<i>Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Urmantseva L.N., Presnyakov S.L.</i> An Early Precambrian granulite complex of the Angara-Kan terrane, south-western margin of the Siberian Craton.....	243
<i>Hölttä, P</i> Evolution of Archean granulites in Central Finland.....	246
<i>Khodorevskaya L.I.</i> Peculiarities of high temperature metasomatism in metabasites of Lapland granulite complex.....	249
<i>Zhang L., Du J., Shen X., Lu Z., Li X.</i> The new SIMS zircon U-Pb dating of eclogitic rocks from western Tianshan UHP belt, China: long duration for the exhumation.....	253
<i>Sharkov E.V., Bogina M.M., and Chistyakov A.V.</i> Nature of the early precambrian granulite belts: evidence from the fennoscandian shield.....	254
<i>Shkodzinsky V.S.</i> The origin of Early Precambrian granulite complexes.....	257
<i>Shchipansky A.A.</i> Crustal and mantle eclogites: on the way to diamonds in the rough from Archean cratonic lithosphere keel.....	260
<i>Yurkova R.M., Voronin B.I.</i> Formation of apogabbro-noritic granulites and eclogite-like rocks upon exhumation of an ophiolite diapir in Mesozoic time.....	265
<i>Yurchenko A.V.</i> Paleoproterozoic metamorphism of high-alumina gneisses from the Orekhovo-Pavlograd compression zone, Ukrainian Shield, Vasilkovka area.....	268

# Путеводитель научных экскурсий

★ ОНЕЖСКОЕ ОЗЕРО

★ ГРИДИНО – САЛМЫ – КУРУ-ВААРА



## Field Trips Guide Book

★ ONEGO LAKE

★ GRIDINO – SALMA – KURU-VAARA

## ЭККУРСИЯ 1

### ОНЕЖСКИЙ ГРАНУЛИТ-ЭНДЕРБИТ-ЧАРНОКИТОВЫЙ КОМПЛЕКС КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Слабунов А.И., Сибелев О.С., Король Н.Е., Володичев О.И.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Гранулитовые комплексы имеют достаточно широкое распространение в архее восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1). Среди них выделяются умеренно- и высокобарические. Последние широко известны в Беломорской провинции (Володичев, 1990 и др.), тогда как в Карельской выделяются главным образом умеренно-барические, за исключением гранулитов Варпаисъярви (Hölttä, 2000 и др.).

В пределах неоархейского Карельского кратона известны следующие гранулитовые (гранулит-эндербит-чарнокитовые) комплексы (рис. 1): Вокнаволоцкий, Тулосский, Онежский, Варпаисъярвинский и Пудасъярвинский (Володичев и др., 1990; Король, 2009; Слабунов и др., 2006 и ссылки там). Большая часть гранулитовых комплексов провинции сформировалась в неоархее. Все они обнаруживают определенные черты сходства и сложены в основном эндербитами диоритового тоналитового состава, которые содержат включения пара- и ортопород, представленных основными, средними и реже кислыми и ультраосновными гранулитами. Наиболее молодыми компонентами комплекса могут быть чарнокиты.

Онежский (Карицкий, по: В.А. Костин, 1989) неоархейский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс располагается на границе центрального и периферического доменов Водлозерского террейна Карельского кратона (рис. 2). Его коренные выходы находятся в узкой береговой полосе и на островах восточного берега Онежского озера, южнее устья р. Водлы, и по ним сложно судить об истинных размерах массива. Однако, судя по особенностям структуры магнитного поля, гранулитовый комплекс слагает массив размером (в плане)  $100 \times 25$  км СЗ простирания.

Комплекс состоит из двух компонентов: Орх гранитоидов (эндербитов-чарнокитов) и ксенолитов основных, средних и кислых гранулитов, редко высокомагнезиальных пород (пироксенитов, горнблендитов). Гранулиты образуют ксенолиты среди гранитоидов размером от 10 см до 3 м. Их гранулометрический анализ показал, что вариации линейных размеров характеризуются логнормальным распределением (Бурдюх, 2011). Такое распределение характерно для тектонически дезинтегрированных комплексов. Кроме того, для этой выборки ксенолитов не установлена корреляция между составом пород и их размером, что обычно наблюдается в интрузивных магматических комплексах.

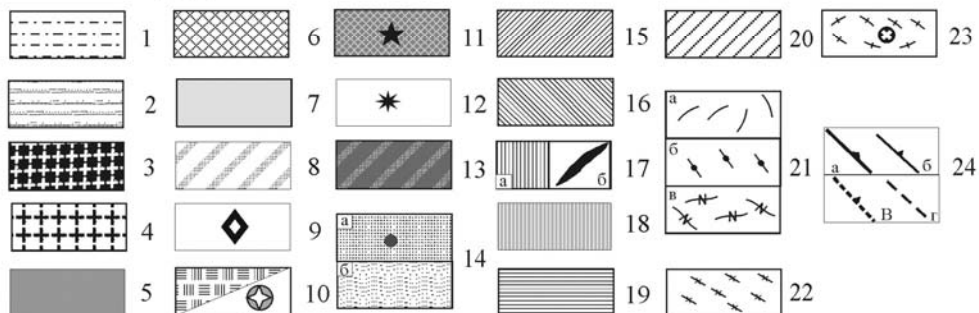
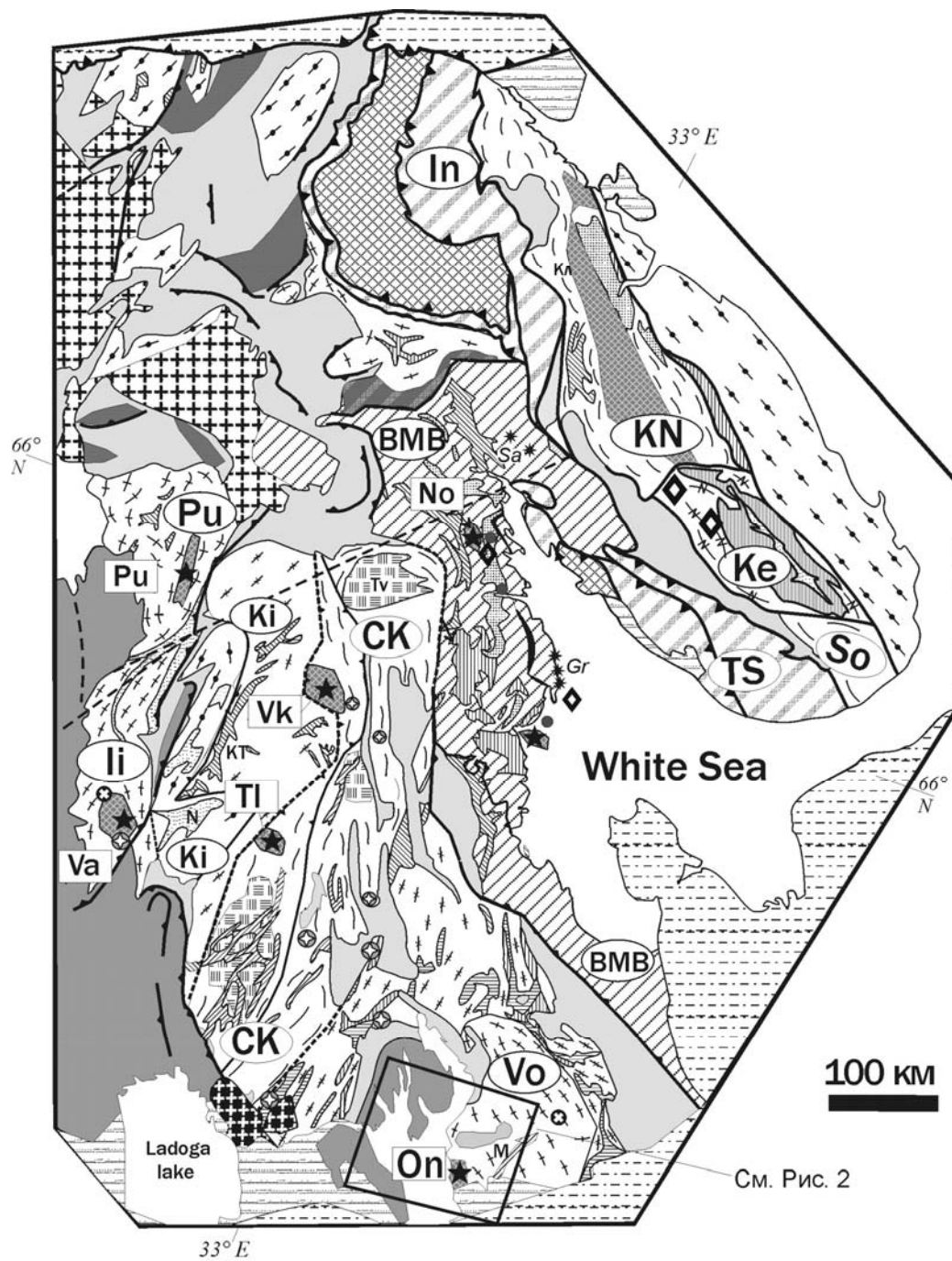
По петрохимическим характеристикам *Орх гранитоиды* варьируют от кварцевых диоритов (тоналитов) до гранитов известково-щелочной серии (табл. 1, рис. 3 а–с). При этом в общем объеме преобладают породы кислого (гранитного) состава, среди которых выделяются Na (эндербиты) и K (чарнокиты) разновидности. Эндербиты кварцдиоритового состава формируют наиболее поздние жильные образования, имеющие более крупнозернистую структуру с хорошо различимым Орх.

Орх гранитоиды имеют близкие к ТТГ ассоциации петрохимические характеристики (рис. 3). Обращает на себя внимание отсутствие составов с содержанием  $\text{SiO}_2$  60–67%. Вместе с тем такие составы обычны для кислых и средних гранулитов, ксенолиты которых находятся среди эндербитов-чарнокитов.

Гранитоиды этой группы и по геохимическим особенностям имеют значительные черты сходства с породами ТТГ ассоциации. Спектр распределения РЗЭ дифференцированный, с близким к ТТГ низким уровнем нормированных содержаний ТРЗЭ (рис. 3 d). Для пород характерно обеднение Nb, относительно La и Th (рис. 3 e). Некоторое исключение составляют крупнозернистые эндербиты поздней фазы: они обогащены РЗЭ (кроме ЛРЗЭ), характеризуются ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией (рис. 3 e).

*Гранулиты среднего и кислого состава* (Орх-Amp-Vt кристаллосланцы) отвечают по составу диоритам – кварцевым диоритам известково-щелочной серии (рис. 4 а–с, табл. 2) и существенно отличаются от Орх гранитоидов более низким содержанием  $\text{SiO}_2$ . Еще более важные отличия двух этих групп отмечаются по геохимическим особенностям. Последние в отличие от эндербитов-чарнокитов характеризуются меньшей дифференциацией спектра распределения РЗЭ, хорошо выраженной положительной (относительно Nd и Sm) Zr аномалией (рис. 4 d, e), а главное они отличаются меньшим уровнем деплетированности по ТРЗЭ. Такие особенности состава позволяют рассматривать протолит гранулитов и Орх гранитоидов как производные разных магматических процессов.





Основные гранулиты (двупироксеновые кристаллосланцы) по петрогеохимическим особенностям отвечают базальтам толеитовой серии (рис. 5 а–с, табл. 3). Для них характерно недифференцированное распределение РЗЭ при концентрациях на уровне 10–20 хондритов и отчетливо проявленная на спайдерграмме отрицательная аномалия Nb. Такие геохимические особенности роднят эти породы с островодужными базальтами.

**Петрография.** Эндербиты состоят из Pl, Qz, Орх, в чарноэндербитах и чарнокитах присутствует калиевый полевой шпат – ортоклаз обычно с микропертитовым строением. Для плагиоклазов также весьма характерными являются антипертиты. Кроме Орх в породах могут присутствовать Срх и Bt. В данном массиве в целом отмечается крайне плохая сохранность темноцветных минералов, в первую очередь пироксенов, по которым образуются ассоциации низкотемпературных минералов – Cum, Act, Chl, Bt, иногда Cb и Ep. Характерны псевдоморфозы этих минералов по крупнозернистому Орх с сохранением в центральной части кристаллов реликтов Орх со скелетной структурой или с полным его замещением.

Для наиболее сохранившихся разновидностей устанавливаются парагенезисы с варьирующими характеристиками породообразующих минералов: Орх<sub>44–52</sub> – Pl<sub>24–40</sub> – Qz ± Bt<sub>40–52</sub>, Срх<sub>34–38</sub>, Amp<sub>46</sub>, Or (T=750–830 °C, P=5.1–5.3 кбар)<sup>1</sup>.

**Рис. 1.** Схема геологического строения архея Фенноскандинавского щита и расположение неоархейских гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексов (Слабунов и др., 2006, с дополнениями)

1 – фанерозойские комплексы; 2 – нео- и мезопротерозойские комплексы; 3–7 – палеопротерозойские комплексы: 3 – граниты рапакиви (1.65–1.62 Ga), 4 – гранитоиды (1.85–1.75 Ga), 5 – осадочно-вулканогенные комплексы (2.06–1.85 Ga), 6 – комплексы Лапландского и Умбинского гранулитовых поясов (2.0–1.91 Ga), 7 – осадочно-вулканогенные комплексы (2.5–2.06 Ga); 8 – тектонические коллажи из палеопротерозойских и неоархейских комплексов (In и TS – соответственно Инари и Терско-Стрельнинский террейны); 9–22 – архейские комплексы: 9 – габброиды, 10 – санукитоиды (2.74–2.70 Ga) (Tv – Таваярвинский массив), 11 – гранулитовые (2.74–2.70 Ga) комплексы (Va – Варпайсъярви, Vk – Вокнаволоцкий, Tl – Тулосский, On – Онежский, No – Нотозерский; Pu – Пудасъярвинский), 12 – эклогитсодержащие комплексы (Gr – Гридинский, Sa – Салминский), 13 – тектониты комплекса Тунтса, 14 – парагнейсовые комплексы: а – этапа 2.9–2.82 Ga (серые круги – проявления мезоархейского гранулитового метаморфизма в Чупинском поясе), б – этапа 2.7–2.78 Ga (N – Нурмес), 15–19 – зеленокаменные комплексы: 15 – этапа 2.75–2.68 Ga, 16 – этапа 2.80–2.75 Ga, 17, 18 – этапа 2.90–2.85 Ga: 17 – зеленокаменные (а), зеленокаменный ЦБ с фрагментами океанической коры (б), 18 – сланцевый Кейвский, переработанный в палеопротерозое; 19 – этапа 3.10–2.90 Ga; 20–23 – гранито-гнейсовые комплексы: 20, 21 – этапа 2.90–2.70 Ga: 20 – мезо-неоархейские, переработанные в палеопротерозое (Беломорская провинция), 21 – террейнов Центрально-Карельского (СК), Кольско-Норвежского (KN), Сосновского (So) (а), террейнов Кианта (Ki), Мурманского кратона (б), Кейвского (Ke) террейна (в), 22 – этапа 3.10–2.70 Ga окраины Водлозерского, 23 – этапа 3.60–2.90 Ga террейнов Исальми (Ii), Пудасъярвинский (Pu) и Водлозерского (Vo), графический знак – проявление гранулитового метаморфизма с возрастом около 3.1 Ga; 24 – тектонические границы: а – главные разломы (надвиги), б – разломы (сбросы и взбросы), в – предполагаемые разломы, г – сдвиги

**Fig. 1.** Geologic scheme of the Archean in the Baltic Shield (Slabunov et al., 2006)

1 – Phanerozoic complexes; 2 – Neo- and Mesoproterozoic complexes; 3–7 – Paleoproterozoic complexes: 3 – rapakivi granite (1.65–1.62 Ga), 4 – granitoids (1.85–1.75 Ga), 5 – volcanosedimentary complexes (2.06–1.85 Ga), 6 – complexes of the Lapland and Umba granulite belts (2.0–1.91 Ga), 7 – volcanosedimentary complexes (2.50–2.06 Ga); 8 – tectonic collages composed of Paleoproterozoic and Neoproterozoic complexes (In and TS are the Inari and Tersky-Strel'na terranes, respectively); 9–22 – Archean complexes: 9 – gabbroids; 10 – sanukitoids (2.74–2.72 Ga), including the Tavajärvi Massif (Ta); 11 – granulite complexes (2.74–2.72 Ga for the main phase, including the Varpaisjärvi (Va), Voknavolok (Vk), Tulos (Tl), Onega (On), Notozero (No), Kola and Pudasjärvi (Pu) complexes; 12 – eclogite-bearing Gridino (Gr) and Salma (Sa) complexes; 13 – Tuntsa complexes; 14 – paragneiss complexes (a) – 2.90–2.82 Ga, including the Chupa with relicts (grey points) of ca 2.8 Ga granulitic associations, (b) – 2.70–2.78 Ga, including the Nurmes (N); 15–19 – greenstone complexes: 15 – 2.75–2.68 Ga; 16 – 2.80–2.75 Ga; 17, 18 – 2.90–2.85 Ga: 17 – greenstone belts, (b) Central Belomorian belt with fragments of oceanic crust; 18 – Keivy shist belt; 19 – 3.10–2.92 Ga; 20–23 – granite-gneiss complexes: 20, 21 – 2.90–2.70 Ga, 20 – meso- neoarchean, reworked the Belomorian Mobile Belt (BMB), 21 – (a) Central Karelian (CK), Kola-Norwegian (KN) and Sosnovsky (So) terranes; (b) Kianta (Ki) terranes and the Murmansk Craton; (c) the Keivy Terrane (Ke) with alkali granites; 22 – 3.10–2.70 Ga margin of the Vodlozero (Vo) Terrane; 23 – 3.60–2.90 Ga in the Isalmi (Ii), Pudasjarvi (Pu) and Vodlozero (Vo) terranes; 24 – faults: (a) main thrust, (b) normal and reverse, (c) strike-slip, and (d) inferred

<sup>1</sup> При определении условий метаморфизма использовались геотермометры Орх-Срх (Powell, 1978; Perchuk, 1977), Орх-Bt (Sengupta et al., 1990); геобарометры Hbl (Blundy, Holland, 1990).

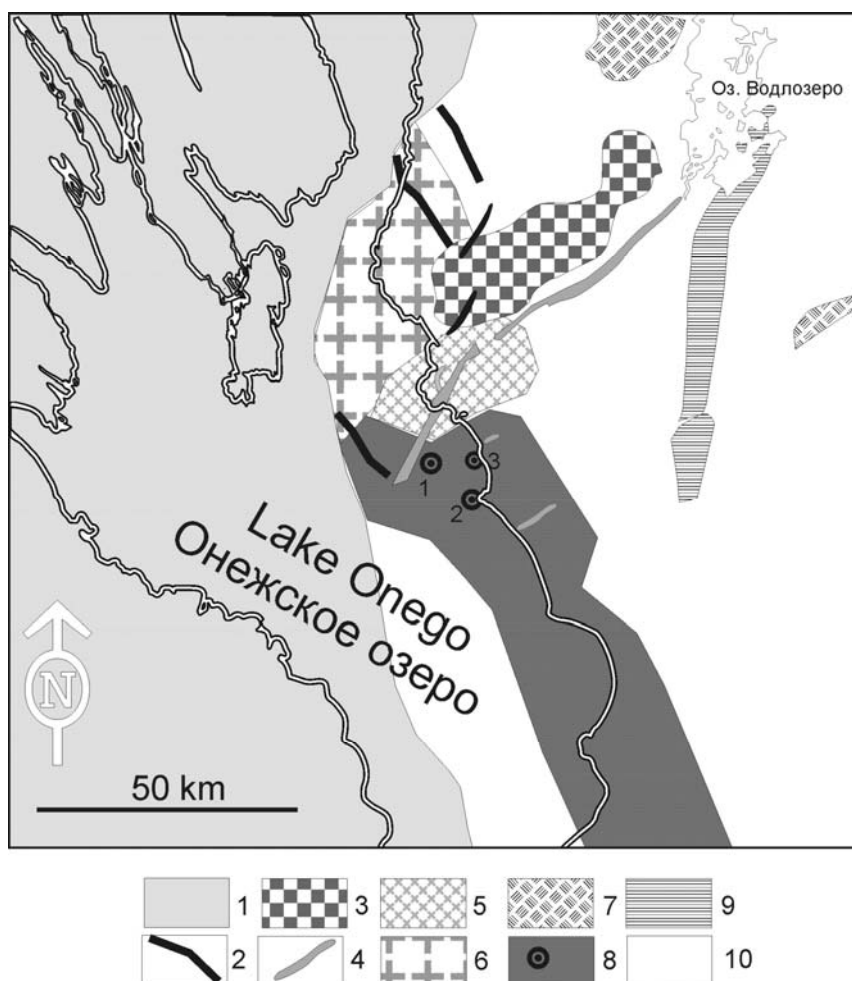


# Field Trip Guide Book

**Таблица 1.** Химический состав эндербитов-чарнокитов гранулит-эндербит-чарнокитового Онежского комплекса

**Table 1.** Chemical composition of enderbite-charnockite from the Onega granulite-enderbite-charnockite complex

Stop	1	1	2	2	2	3	3
N on map	1.2	1.4	2.1	2.2			
Sample Name	<i>E-ON 9-7/2</i>	<i>E-ON 1-4/4</i>	<i>E-ON 1-1/1</i>	<i>E-ON 1-1/3</i>	<i>E-ON 1-2/1</i>	<i>E-ON 1-12/2</i>	<i>E-ON 1-10/1</i>
Locality	B. Golets	B. Golets	Besikha	Besikha	Besov Nos	cape Cherny	cape Cherny
Rock Type	enderbite	charnokite	charno-enderbite	charnockite	enderbite	charnockite	charnockite
SiO <sub>2</sub>	57.52	75.04	68.82	72.50	68.70	71.44	70.28
TiO <sub>2</sub>	0.90	0.11	0.41	0.20	0.27	0.22	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.00	13.65	16.20	14.40	18.14	14.78	14.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.77	0.96	1.00	0.81	0.56	0.57	1.44
FeO	4.45	1.08	1.86	1.22	1.72	1.43	0.87
MnO	0.11	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
MgO	2.26	0.09	1.16	0.93	0.70	0.78	0.82
CaO	5.36	1.74	2.90	1.80	2.80	2.53	2.47
Na <sub>2</sub> O	5.34	4.11	4.74	3.98	4.99	4.29	4.42
K <sub>2</sub> O	1.29	2.44	1.91	3.35	1.48	3.22	3.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.65	0.02	0.16	0.07	0.12	0.09	0.10
H <sub>2</sub> O	0.15	0.71	0.06	0.01	0.06	0.09	0.13
mmn-LOI	1.05	0.21	0.74	0.64	0.56	0.45	0.80
Cr	33	6	26	11	10	10	15
Ni	43	5	16	6	9	13	16
Co	15	2	6	4	5	4	4
V	41	8	32	13	27	13	28
Cu	62	8	7	8	11	24	4
Mo	0.66	0.87	0.74	0.38	0.70	0.63	0.31
Rb	29	37	33	59	22	50	49
Ba	338	1155	512	1205	335	949	804
Sr	395	249	238	245	207	261	208
Ta	0.77	0.00	0.12	0.07	0.16	0.21	0.23
Nb	10.7	0.3	4.7	1.6	4.4	3.7	4.3
Hf	0.84	2.93	5.75	5.61	8.11	6.18	7.34
Zr	24	70	175	158	253	178	211
Y	58	1	3	3	5	3	4
Th	1.60	3.54	7.62	35.52	19.00	8.78	12.98
La	54.40	17.99	28.37	50.86	48.10	32.00	36.03
Ce	150.30	29.39	53.14	92.74	89.74	60.46	72.22
Pr	21.71	2.70	5.32	8.68	8.76	5.58	6.91
Nd	96.21	10.00	20.07	32.27	32.76	20.41	25.73
Sm	22.52	1.11	2.79	3.82	4.44	2.60	3.46
Eu	1.10	0.67	0.70	0.86	0.72	0.87	0.84
Gd	20.96	0.95	2.40	3.26	3.68	2.26	2.99
Tb	2.98	0.06	0.21	0.24	0.34	0.19	0.28
Dy	13.19	0.00	0.67	0.62	1.17	0.59	0.91
Ho	2.17	0.02	0.14	0.13	0.22	0.13	0.19
Er	5.50	0.08	0.37	0.35	0.60	0.36	0.51
Tm	0.58	0.00	0.04	0.03	0.06	0.04	0.06
Yb	3.27	0.08	0.26	0.24	0.41	0.30	0.38
Lu	0.37	0.00	0.04	0.04	0.06	0.04	0.06

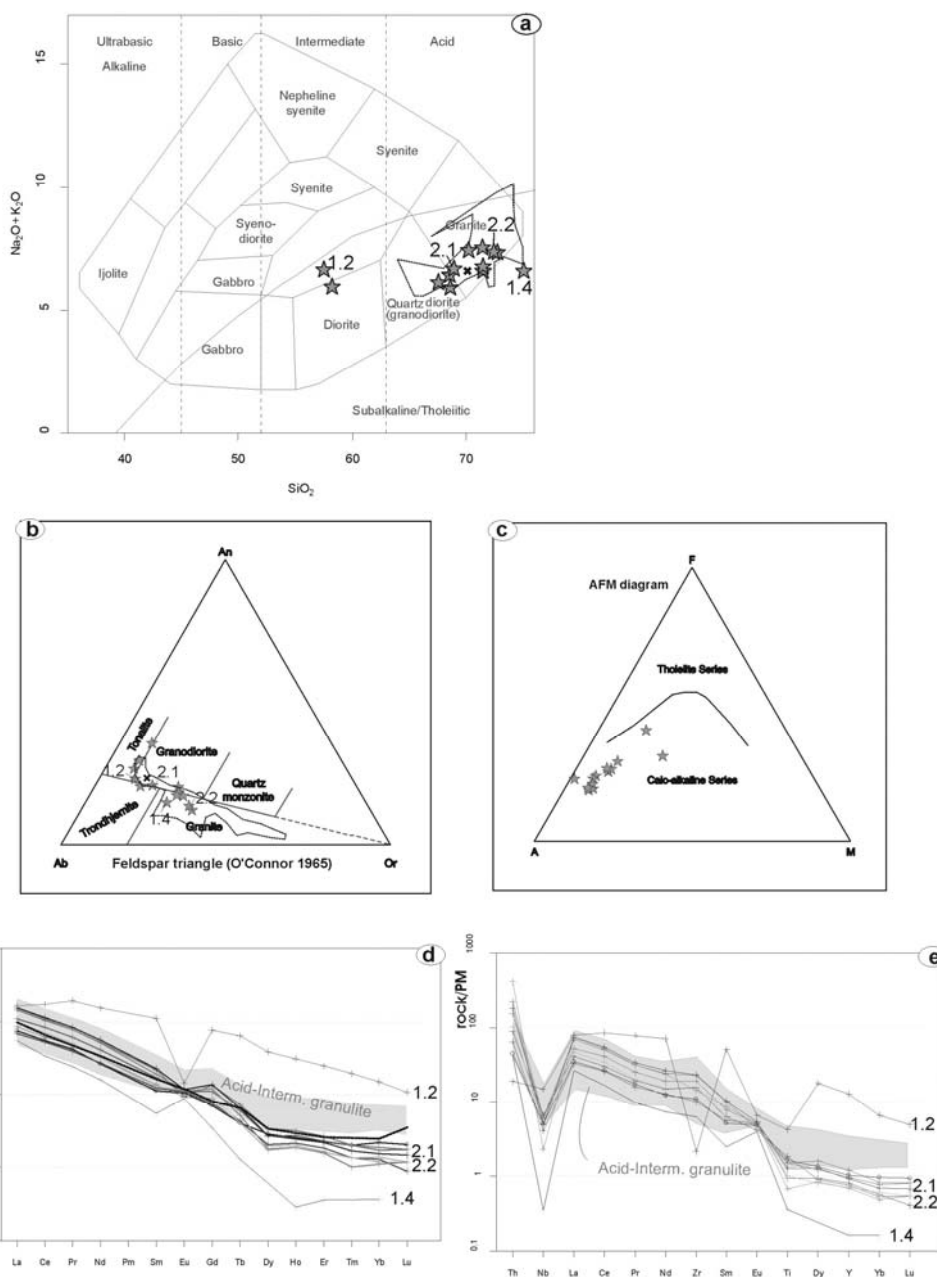


**Рис. 2.** Схема геологического строения района Онежского озера и положение пунктов (1–3) экскурсии (составлена на основании Государственная..., 1999; Костин, 1989; Куликова, 1993; Онежская..., 2011)

1–4 – протерозойские образования: 1 – осадочные, вулканогенные комплексы, силлы основных пород, 2 – лудиковийские и ятулийские дайки габброидов, долеритов, перидотитов, 3 – 2.45–2.37 Ga Бураковский перидотит-габброноритовый расслоенный плутон, 4 – 2.5–2.4 Ga дайки габброидов; 5–10 – архейские образования: 5 – крупнозернистые граниты Онежского комплекса, 6 – граниты Тубозерского комплекса, 7 – 2.7 Ga порфировидные граниты Кубовского комплекса, 8 – 2.74 Ga онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс (площадь распространения показана на основании анализа аномалий магнитного поля), круги – пункты экскурсии, 9 – мезоархейский Маткалахтинский зеленокаменный пояс, 10 – 3.2–2.7 Ga ТТГ с разнообразными гранитоидами (Калыинско-Водлозерский комплекс)

**Fig. 2.** Scheme showing the geological structure of the Lake Onega area and the location of Stops (1–3) (based on the State..., 1999; Kostin, 1989; Kulikova, 1993; Onega..., 2011)

1–4 – Proterozoic units: 1 – sedimentary and volcanogenic complexes, mafic rock sills, 2 – Ludicovian and Jatulian gabbroid, dolerite and peridotite dykes, 3 – 2.45–2.37 Ga Burakovian peridotite-gabbronorite layered pluton, 4 – 2.5–2.4 Ga gabbroid dykes; 5–10 – Archaean rocks: 5 – coarse-grained granite from the Onega complex, 6 – granite from the Tubozero complex, 7 – 2.7 Ga porphyroic granite from the Kubovo complex, 8 – 2.74 Ga Onega granulite-enderbite-charnockite complex (distribution area is shown, based on analysis of magnetic field anomalies), circles – localities to be visited, 9 – Mesoarchaean Matkalahta greenstone belt, 10 – 3.2–2.7 Ga TTG with various granitoids (Kalyin-Vodlozero complex)



**Рис. 3.** Петрогеохимические особенности Орх гранитоидов Онежского гранулитового комплекса

Фигуративные точки их составов на классификационных диаграммах: а – SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; б – An–Ab–Or (O'Connor, 1965); в – AFM (Irvine, Barager, 1971). На диаграммах (а) и (б) пунктирной линией показаны составы гранитоидов из работы (В.А. Костина, 1989), крестом – средний состав гранитоидов ТТГ ассоциации. На графике д – нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в Орх гранитоидах и для сравнения (серое поле) в средних кислых гранулитах включений; (е) – спайдерграмма нормированных по примитивной мантии содержаний малых элементов (серое поле – кристаллосланцы из включений)

**Fig. 3.** Petrogeochemical characteristics of Opx granitoids from the Onega granulite complex

Their figurative composition points on classification diagrams: а – SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; б – An–Ab–Or (O'Connor, 1965); в – AFM (Irvine & Barager, 1971). On diagrams (а) and (б), a dotted line shows granitoid compositions from (Kostin, 1989), and a cross indicates the average composition of TTG granitoids. Diagram (d) shows the chondrite-normalized (McDonough & Sun, 1995) REE content of Opx granitoid and, for comparison (grey area), that of intermediate felsic granulite from inclusions; a dotted line; (е) shows a spidergram of primitive mantle-normalized minor element concentrations (grey area – schist from inclusions)

**Таблица 2.** Химический состав кислых и средних гранулитов гранулит-эндербит-чарнокитового Онежского комплекса**Table 2.** Chemical composition of felsic and intermediate granulite from the Onega granulite-enderbite-charnockite complex

Stop	2	2	2	2	3
N on map	2.3	2.4	2.5		
Sample Name	<i>E-ON 1-1/2</i>	<i>E-ON 1-1/4</i>	<i>E-ON 1-1/5</i>	<i>E-ON 1 - 2/4</i>	<i>E-ON 1 - 10/2</i>
Locality	Besikha	Besikha	Besikha	Besov Nos	cape Cherny
Rock Type	Orx-Bt granulite	enderbite	enderbite	enderbite	enderbite
SiO <sub>2</sub>	55.00	64.40	70.00	64.58	66.40
TiO <sub>2</sub>	1.04	0.31	0.25	0.46	0.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.85	18.36	15.50	18.57	16.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.23	1.03	0.84	1.00	1.50
FeO	7.61	1.86	1.29	2.44	2.73
MnO	0.18	0.04	0.03	0.04	0.04
MgO	5.84	1.92	0.88	1.23	1.54
CaO	6.04	4.80	2.96	4.06	3.48
Na <sub>2</sub> O	3.88	4.76	4.43	5.11	4.54
K <sub>2</sub> O	0.89	1.22	2.21	1.35	1.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.18	0.09	0.15	0.27
H <sub>2</sub> O	0.09	0.03	0.10	0.11	0.03
ппп-LOI	0.97	1.13	1.34	0.52	0.91
Cr	–	44	7	14	31
Ni	1240	27	6	19	24
Co	62	9	4	10	11
V	138	52	23	43	58
Cu	80	7	6	11	24
Zn	190	55	32	59	62
Rb	31	22	31	28	51
Ba	507	238	723	495	557
Sr	423	323	279	300	287
Ta	0.99	1.42	0.12	0.38	1.26
Nb	13.9	6.6	3.1	4.4	13.1
Hf	5.60	2.31	4.14	6.74	13.36
Zr	165	56	116	218	468
Y	16	10	2	5	11
Th	6.33	5.08	3.47	4.10	10.97
U	1.96	1.97	0.27	0.70	1.40
La	32.52	10.18	14.53	15.89	60.38
Ce	65.78	20.22	26.76	27.99	125.26
Pr	7.27	2.57	2.81	3.31	12.31
Nd	30.55	11.49	11.14	13.34	47.96
Sm	5.15	2.69	1.65	2.23	6.74
Eu	1.53	0.93	0.69	0.80	1.48
Gd	5.00	2.90	1.40	2.01	5.92
Tb	0.61	0.41	0.13	0.23	0.60
Dy	3.09	2.00	0.33	0.98	2.48
Ho	0.60	0.38	0.10	0.22	0.43
Er	1.77	1.04	0.24	0.66	1.18
Tm	0.21	0.12	0.03	0.08	0.13
Yb	1.51	0.94	0.21	0.64	0.85
Lu	0.20	0.12	0.04	0.09	0.10

В наиболее сохранившихся ксенолитах среднего и кислого состава устанавливаются парагенезисы с различающимися характеристиками порообразующих минералов: Орх<sub>51–53</sub> – Срх<sub>33–45</sub> – Pl<sub>31–34</sub> – Bt<sub>50–60</sub> – Qz (T=760–860 °C); Орх<sub>39–42</sub> – Pl – Bt<sub>32–45</sub> – Qz, Or (T=730–800 °C); Орх<sub>22–36</sub> – Pl – Bt<sub>33–39</sub> – Hbl<sub>19–20</sub> – Qz (T=785–815 °C).

Основные гранулиты имеют двупироксеновый состав. В них достаточно хорошо проявлена стадийность образования гранулитовых парагенезисов, динамика их развития определяется образованием относительно мелкозернистых разновидностей Орх<sub>44–47</sub> – Срх<sub>31–33</sub> – Pl<sub>53</sub> (реликтовый 81) или Орх<sub>39–40</sub> – Срх<sub>25</sub> – Pl<sub>27</sub> с последующей частичной перекристаллизацией Орх, Срх, Pl<sub>43–49</sub> и новообразованием Amp (Ed<sub>38–45</sub> и Prg<sub>43</sub>) и Bt<sub>46–50</sub> (T=750–870 °C, P=5.5–6.5 кбар).



**Таблица 3.** Химический состав основных гранулитов и высокомагнезиальных пород гранулит-эндербит-чарнокитового Онежского комплекса

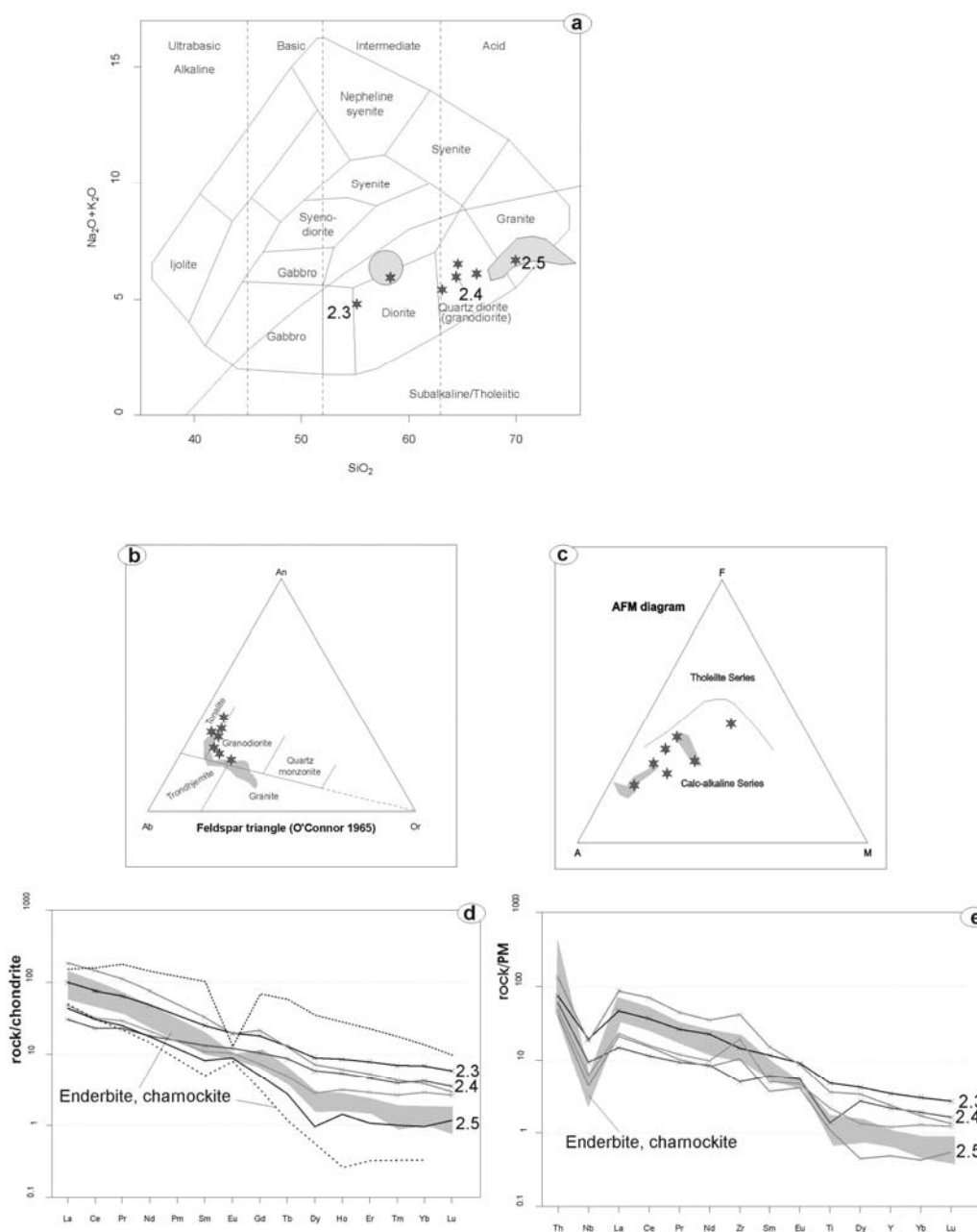
**Table 3.** Chemical composition of mafic granulite and high-Mg rocks from the Onega granulite-enderbite-charnockite complex

Stop	1	1	2	3	3
N on map	1.1	1.3			
Sample Name	ON 9 - 7/1	ON 1 - 4/3	B-210	ON 1 - 10/4	ON 1 - 12/1
Locality	B. Golets	B. Golets	Besov Nos	cape Cherny	cape Cherny
Rock type	Орх-Срх granulite	hornblende	pyroxenite	Px-granulite	Px-Amp granulite
SiO <sub>2</sub>	48.62	51.80	49.54	48.92	52.44
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.13	0.35	1.21	0.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.45	4.89	8.42	14.42	17.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.05	2.42	1.9	3.90	2.36
FeO	8.75	10.70	9.2	8.91	6.03
MnO	0.19	0.28	0.22	0.20	0.13
MgO	7.90	14.22	19.26	6.46	4.80
CaO	9.43	11.02	5.37	10.28	8.54
Na <sub>2</sub> O	2.77	0.29	0.6	3.43	4.53
K <sub>2</sub> O	0.84	0.15	2.77	0.78	0.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.01	0.02	0.14	0.16
H <sub>2</sub> O	0.05	0.26	0.071	0.07	0.09
ППП-LOI	1.45	3.35	1.78	1.22	1.16
Cr	265	2839	2163	148	64
Ni	21	1242	548	81	79
Co	60	56	87	46	33
V	296	39	186	317	296
Cu	367	48	7	90	51
Pb	4	3	2	6	13
Zn	0	255	158	107	89
Rb	10	3		7	11
Cs	0.46	0.40		0.25	0.17
Ba	0	30	209	53	142
Sr	136	8	13	106	334
Ta	0.30	0.35	1.02	0.33	0.77
Nb	2.2	2.0	9.2	3.2	5.6
Hf	1.93	0.57	1.04	2.63	3.18
Zr	52	18	24	56	88
Y	21	3	15	25	11
Th	0.74	1.08	0.21	0.47	3.13
La	5.72	4.45	3.30	4.10	16.96
Ce	14.67	13.23	8.77	10.98	34.67
Pr	2.07	1.65	1.45	1.61	3.76
Nd	10.09	6.65	6.29	9.32	15.85
Sm	2.76	1.11	2.03	2.90	2.88
Eu	0.84	0.30	0.34	1.00	0.90
Gd	3.28	0.96	2.42	3.90	2.90
Tb	0.65	0.10	0.44	0.68	0.38
Dy	4.04	0.36	2.91	4.44	1.98
Ho	0.84	0.10	0.58	0.97	0.42
Er	2.39	0.33	1.74	2.96	1.28
Tm	0.33	0.04	0.25	0.41	0.16
Yb	2.38	0.41	1.69	2.94	1.16
Lu	0.33	0.05	0.23	0.40	0.16

В одном из ксенолитов этой группы на о. Б. Голец (табл. 3, обр. 1.1) макроскопически четко выражена зональность: внешняя зона описанного выше двупироксен-амфиболового сланца представлена каймой, состоящей из Орх<sub>40-50</sub> – Вt<sub>37-47</sub> – Pl<sub>34-49</sub> ± Срх, Амр (T=750–870 °C), образование которой, вероятно, связано с контактными преобразованиями на границах с эндербитом.

Метапироксениты одного из включений состоят из Орх<sub>33</sub>, Срх<sub>22</sub> и небольшого количества Pl<sub>68-73</sub>. Интенсивно наложенная высокотемпературная биотитизация, вероятно, сопровождалась частичной перекристаллизацией Орх и Срх, а также Pl со снижением в нем содержания анортита (T=760–860 °C).

Все породы Онежского гранулитового комплекса в той или иной степени испытали наложенный метаморфизм в условиях от амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций (Костин, 1989).



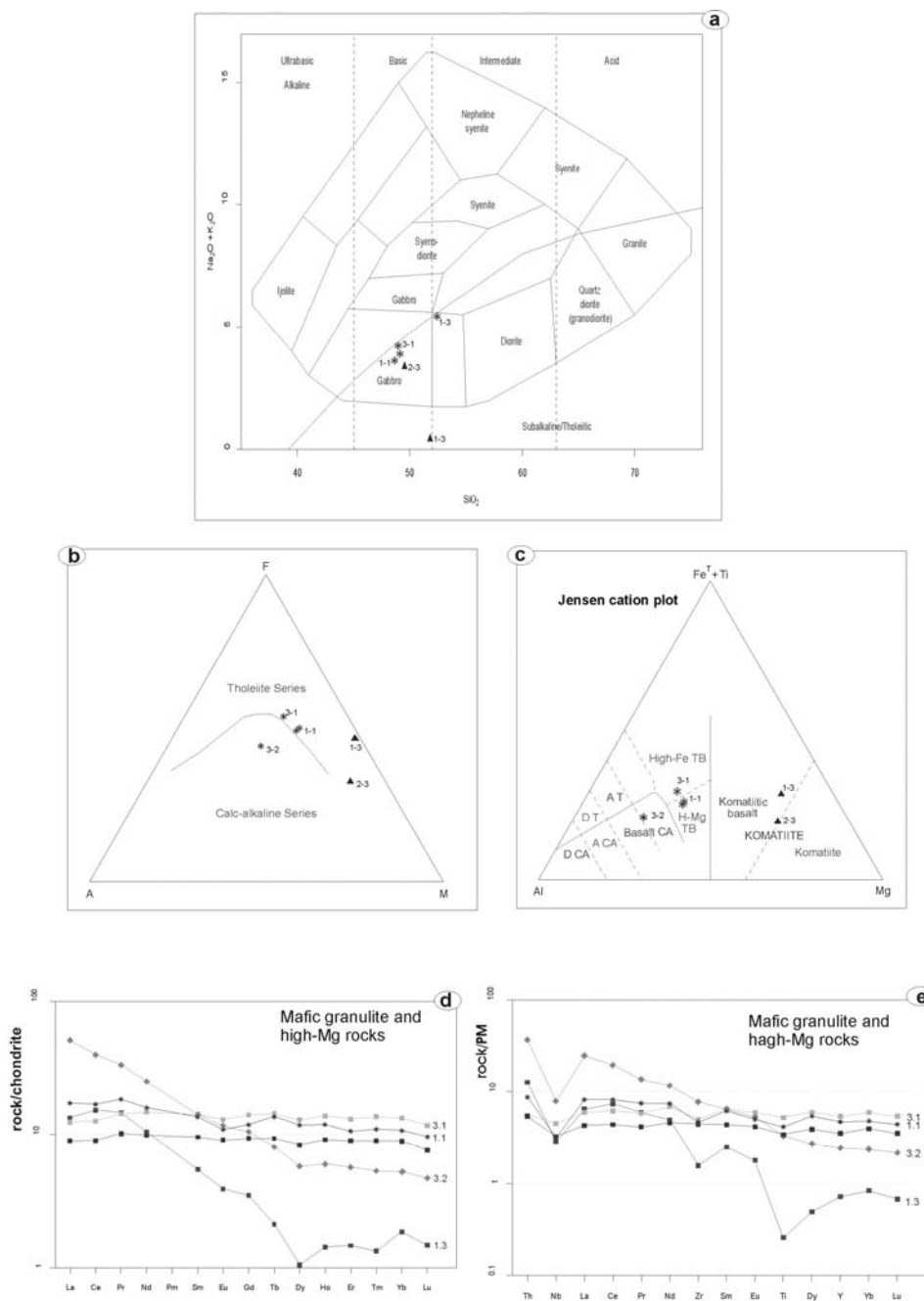
**Рис. 4.** Петрогеохимические особенности ксенолитов кислого и среднего состава Онежского гранулитового комплекса

Фигуративные точки их составов на классификационных диаграммах: а –  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; б –  $\text{An}-\text{Ab}-\text{Or}$  (O'Connor, 1965); в – AFM (Irvine, Barager, 1971). Для сравнения указаны поля составов Орх гранитоидов. На графике d – нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в ксенолитах среднего и кислого состава и для сравнения (серое поле) – в Орх гранитоидах; (е) – спайдерграмма нормированных по примитивной мантии содержаний малых элементов (Hofmann, 1988) в средних и кислых гранулитах включений (серое поле – Орх гранитоидов)

**Fig. 4.** Petrogeochemical characteristics of felsic and intermediate xenoliths from the Onega granulite complex

Their figurative composition points on classification diagrams: а –  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; б –  $\text{An}-\text{Ab}-\text{Or}$  (O'Connor, 1965); в – AFM (Irvine & Barager, 1971). The composition fields of Opx granulite are shown for comparison. Plot (d) shows the chondrite-normalized (McDonough & Sun, 1995) REE content of intermediate and felsic xenoliths and, for comparison (grey area), that of Opx granulites; (e) – spidergram for primitive mantle-normalized minor element concentrations (Hofmann, 1988) in intermediate and felsic granulites from inclusions (grey area – Opx granulites)



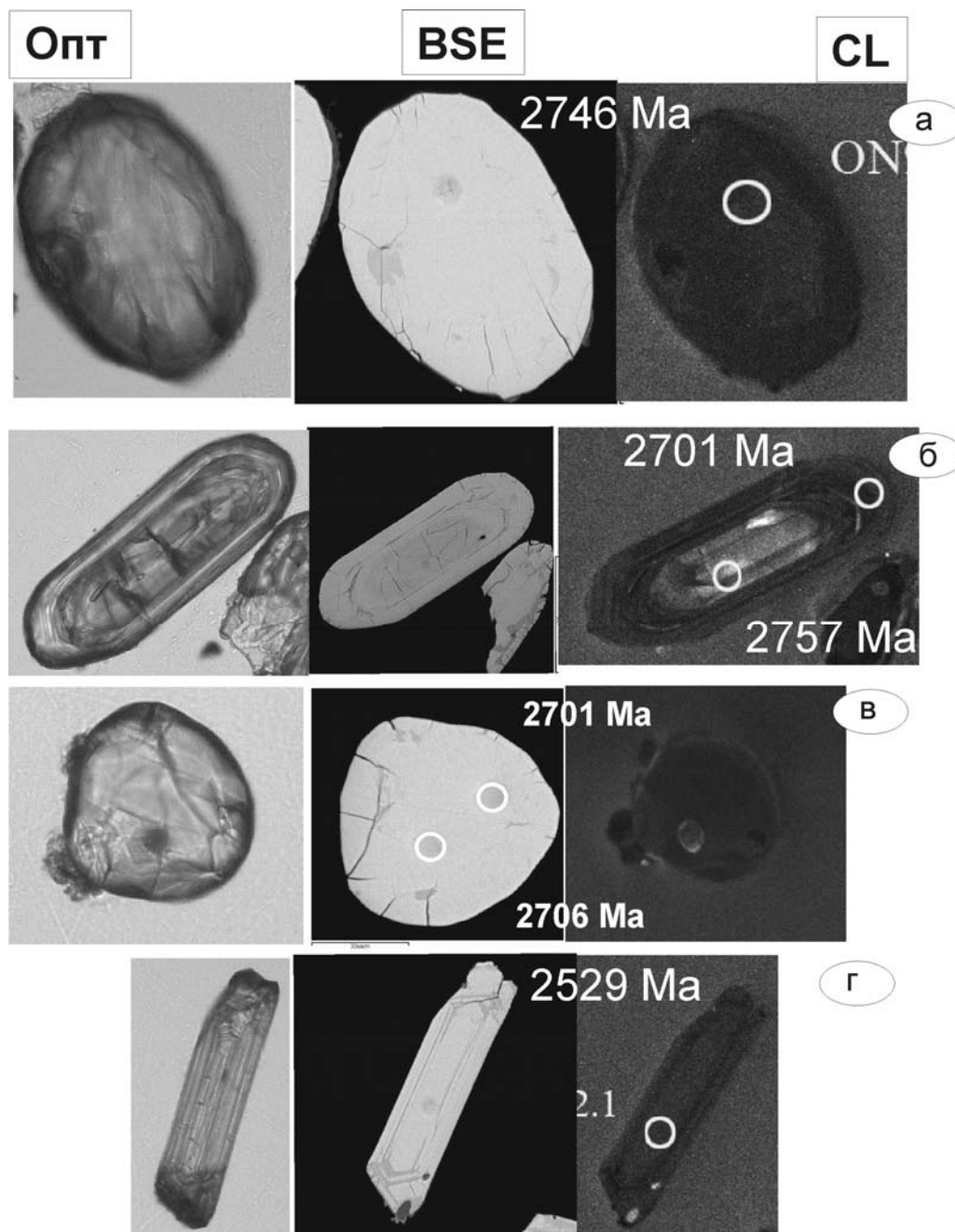


**Рис. 5.** Петрогеохимические особенности основных гранулитов и высокомагнезиальных пород Онежского гранулитового комплекса

Фигуративные точки их составов на классификационных диаграммах: а – SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (Le Maitre, 1989); б – AFM (Irvine, Barager, 1971); с – на катионной диаграмме FeO\*+TiO<sub>2</sub> – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – MgO (Jensen, 1976). На графике d – нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в основных гранулитах; е – спайдерграмма нормированных по примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержаний малых элементов в них

**Fig. 5.** Petrogeochemical characteristics of mafic granulite and high-Mg rocks from the Onega granulite complex

Their figurative composition points on the classification diagrams: а – SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (Le Maitre, 1989); б – AFM (Irvine & Barager, 1971); с – on the cation diagram FeO\*+TiO<sub>2</sub> – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – MgO (Jensen, 1976). Plot (d) shows the chondrite-normalized (McDonough & Sun, 1995) REE content of mafic granulite; е – spidergram for their primitive mantle-normalized (Hofmann, 1988) minor element content

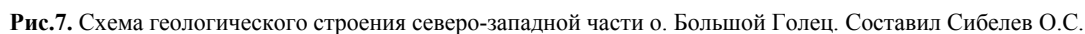


**Рис. 6.** Оптические (Опт), в отраженных электронах (BSE) и катодоллюминесцентные (CL) изображения цирконов из основных кристаллосланцев о. Б. Голец. Кругами обозначены места определения изотопных возрастов с указанием значений  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов:

а – зерно изометричной формы (точка датирования ON9-7-1.6.1); б – зерно призматической формы с грубозональным ядром (т. ON9-7-1.4.1) и однородной каймой (т. ON9-7-1.4.2); в – однородное «гранулитовое» зерно (т. ON9-7-1.3.1); г – тонкопризматическое зональное зерно (т. ON9-7-1.2.1)

**Fig. 6.** Optical (Opt), reflected electron (BSE) and cathode luminescence (CL) images of zircons from B.Golets Island mafic schist. Circles show isotopic age determination sites with  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age dates:

a – grain of isometric shape (dating point ON9-7-1.6.1); b – grain of prismatic shape with a coarsely zonal core (p. ON9-7-1.4.1) and a homogeneous rim (p. ON9-7-1.4.2); c – homogeneous “granulite” grain (p. ON9-7-1.3.1); d – thinly-prismatic zonal grain (p. ON9-7-1.2.1)



**Fig.7.** Scheme showing the geological structure of northwestern Bolshoi Golets Island. By O.S. Sibelev

1 – metaenderbite (Bt–Amp with Chl) gneiss; 2 – veined coarse-grained enderbite and pegmatite; 3 – microcline-plagioclase (a) and plagioclase (b) granitoid; 4 – medium- (a) and coarse-grained (b) enderbite; 5 – xenoliths of mafic granulite, amphibolite and high-Mg rocks; 6 – xenoliths of medium-grained diorite; 7 – xenoliths of fine-grained tonalite (enderbite (?); 8 – sampling sites and sample number in the Tables; 9 – mode of occurrence of gneissosity and migmatitic a) inclined and b) vertical banding; 10 – boundaries of the outcrops examined

**Геохронология.** Из двупироксен-амфиболового кристаллосланца на о. Б. Голец были выделены цирконы. Их монофракция представлена коричневатыми полупрозрачными округлыми, иногда с хорошо выраженными многочисленными гранями, реже призматическими субидiomорфными кристаллами. Размер кристаллов 70–250 мкм с коэффициентом удлинения 1.0–3.5.

При изучении оптических, BSE- и CL-изображений цирконов (рис. 6) выделяются зерна с однородной структурой, но большинство зерен состоит из двух-трех фаз. Среди однородных присутствуют призматической (например, рис. 6 г) и изометричной формы с многочисленными гранями (рис. 6 а, в). Выделяется несколько типов ядер и оболочек: с грубой зональностью и почти без включений (например, рис. 6 б), тонкозональное ядро с включениями и гранулитовой оболочкой, секториальные ядра без включений с тонкозональной оболочкой.

На микрозонде были изучены минеральные включения в цирконах. Зерна изометричной формы (рис. 6 а, в) с многочисленными гранями (так называемые гранулитовые) не содержат минеральных включений, которые можно обнаружить с помощью микрозонда. В призматических зернах обычны включения апатита, биотита, кварца, в тонкозональном ядре отмечено включение паризита, обычного для пегматитов, некоторые трещины в зернах залечены хлоритом.

По результатам изотопного датирования единичных зерен циркона, выполненного на ионном зонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ), получено несколько возрастных групп (Слабунов и др., 2011).

Сопоставляя петрологические и геохронологические данные, можно констатировать, что время раннего гранулитового метаморфизма оценивается в  $2739 \pm 17$  млн лет, позднего – в  $2701 \pm 14$  млн лет (Слабунов и др., 2011). В пределах ошибки эти цифры не перекрываются, вместе с тем они сближены с возрастом второй генерации цирконов из вмещающих кристаллосланцы тоналитов (эндербитов)  $2717 \pm 8$  млн лет (Матвеева и др., 2011). Возраст оценивается в  $2522 \pm 8$  млн лет (рис. 6.2).

### Описание маршрута

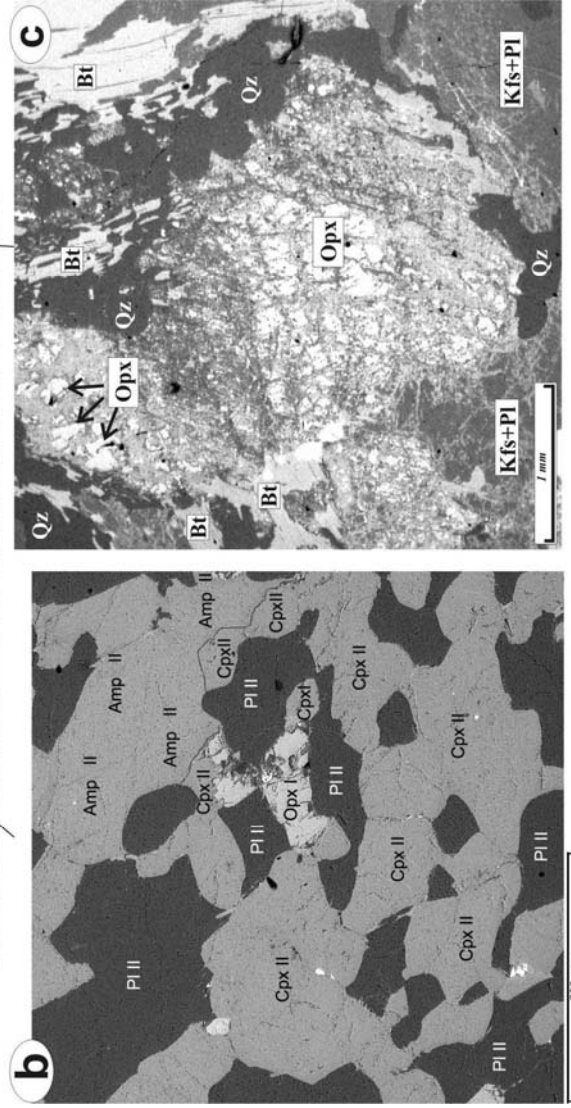
**Пункт 1.** Остров Большой Голец (рис. 7). В северной части острова выходят эндербиты и чарноэндербиты с характерной брекчиевидной текстурой: ранние составляющие представляют собой мелко- и среднезернистые метаэндербиты тоналитового состава, следующая более крупнозернистая и более лейкократовая фаза сечет первую, пронизывая ее.

Крупнозернистые чарноэндербиты развиты на северо-восточном берегу о. Б. Голец (рис. 7). Здесь они слагают полосу субмеридионального простираения с нечеткими границами и неоднородным наполнением, содержат линзовидные тела и реликты более ранних пород (рис. 8). Общая мощность полосы не превышает первых метров. По структурно-текстурным особенностям эти чарноэндербиты аналогичны секущим жильным разновидностям. Наряду с определенной геологической позицией отличительной особенностью чарноэндербитов поздней стадии является присутствие порфировидных выделений (рис. 8 с), выполненных зачастую макроскопически видимым ромбическим пироксеном (гиперстеном). Последний парагенетичен с андезином (40% An), биотитом (преимущественно аннит-флогопитового ряда,  $f - 0.46 - 0.52$ ,  $Ti - 0.19 - 0.27$  ф. ед.), калишпатом и кварцем.

Из полевых шпатов в проанализированных чарноэндербитах преобладает плагиоклаз, в котором развиты линейные и решетчатые антипертитовые структуры, а также округлые включения калишпата с размытыми очертаниями. При этом пограничные участки могут иметь состав: 0.24 – An, 0.48 – Alb и 0.28 – Or.

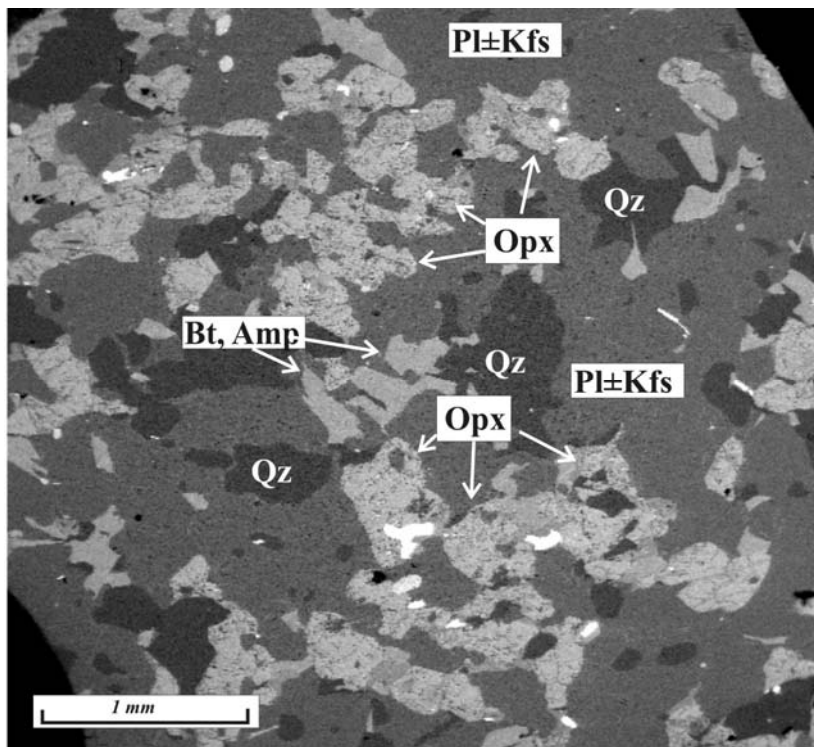
Амфиболы представлены актинолитом и куммингтонитом и неравновесны с ортопироксеном, кроме того, наряду с хлоритом они участвуют в его замещении с образованием «рубашек» или полных псевдоморфоз.

В западной части обнажений находятся ксенолиты гранулитов среднего состава (рис. 9).



**Рис. 8.** а – ксенолит двупироксеновых кристаллических сланцев (основных гранулитов) о. Б. Голец. Отчетливо видна зональность, выраженная в «гранитизации» экзоконтактовых участков (интенсивной кристаллизации относительно кислого плагиоклаза, кварца и высококремнистых амфиболов). Центральные области ксенолита сохраняют минералы гранулитовых этапов метаморфизма: плагиоклаза, орто- и клинопироксена (см. б). Вмещающие породы представлены неоднородными неясно полосчатыми средне- и крупнозернистыми энтерритами с макроскопически видимым порфировидным ортопироксеном в «рубашках» хлорит-амфиболового состава  
б – Реликты ромбического (Opx I) и моноклинного (Cpx II) пироксенов из ранних парагенезисов мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев среди перекристаллизованных укрупненных моноклинного пироксена (Cpx II), буровато-зеленого амфибола (Amp II) и пойкилового плагиоклаза (Pl II) из поздних парагенетических ассоциаций среднезернистых двупироксен-амфиболовых кристаллосланцев. Микроструктура гранобластовая, текстура массивная (изображение в отраженных электронах)  
с – минеральные ассоциации крупнозернистого жильного энтеррита (обр. Э-ОН9-7-2) с проявленными процессами протекварцевания и замещения первичного парагенезиса (Opx-Bt-Pl-Qz-Or), в первую очередь ортопироксена (гиперстена), вторичным низкотемпературным тонкозернистым агрегатом Mg<sub>2</sub>-C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>-Amp (Act ± Cum) ± Pl состава. Микроструктура гранолепидобластовая с элементами псевдоморфно-порфи-робластической. Текстура массивная, очковая (изображение в отраженных электронах)

**Fig. 8.** а – xenolith of biopyroxene schist (mafic granulite) from Bolshoi Golets Island. Zonation, clearly indicated by the «granitization» of exocontact zones (intense crystallization relative to felsic plagioclase, quartz and high-Si amphibole) is visible. The central portions of the xenolith retain minerals from the granulite stage of metamorphism: plagioclase and ortho- and clinopyroxene (see b). Host rocks are represented by heterogeneous, indistinctly banded medium- and coarse-grained enderbite with macroscopically visible porphyroblastic orthopyroxene in «coatings» of chlorite-amphibole composition  
б – relics of orthopyroxene (Opx I) and clinopyroxene (Cpx II) from the early parageneses of fine-grained biopyroxene-amphibole schist among coarse recrystallized clinopyroxene (Cpx II), brownish-green amphibole (Amp II) and acidulous plagioclase (Pl II) from the late paragenetic associations of medium-grained biopyroxene-amphibole schist. Granoblastic microstructure, massive texture (BSE image)  
с – mineral associations of coarse-grained veined enderbite (sample E-ON9-7-2) with silicification and replacement of primary paragenesis (Opx-Bt-Pl-Qz-Or), primarily orthopyroxene (hypersthene), by secondary low temperature fine-grained aggregate of Mg<sub>2</sub>-C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>-Amp (Act ± Cum)±Pl composition. Granolepidoblastic microstructure with pseudomorphic-porphiroblastic microstructure elements. Massive augen texture (BSE-image)



**Рис.9.** Гранобластовая с элементами пельчатой микроструктура «средних гранулитов» (Opx–Bt–Pl–Qz–Amp (Mg–Hbl, Act)) из ксенолита в чарноэндербитах о. Б. Голец (обр. SB101). Текстура массивная. Ортопироксен (гиперстен) частично замещен амфиболом (изображение в отраженных электронах)

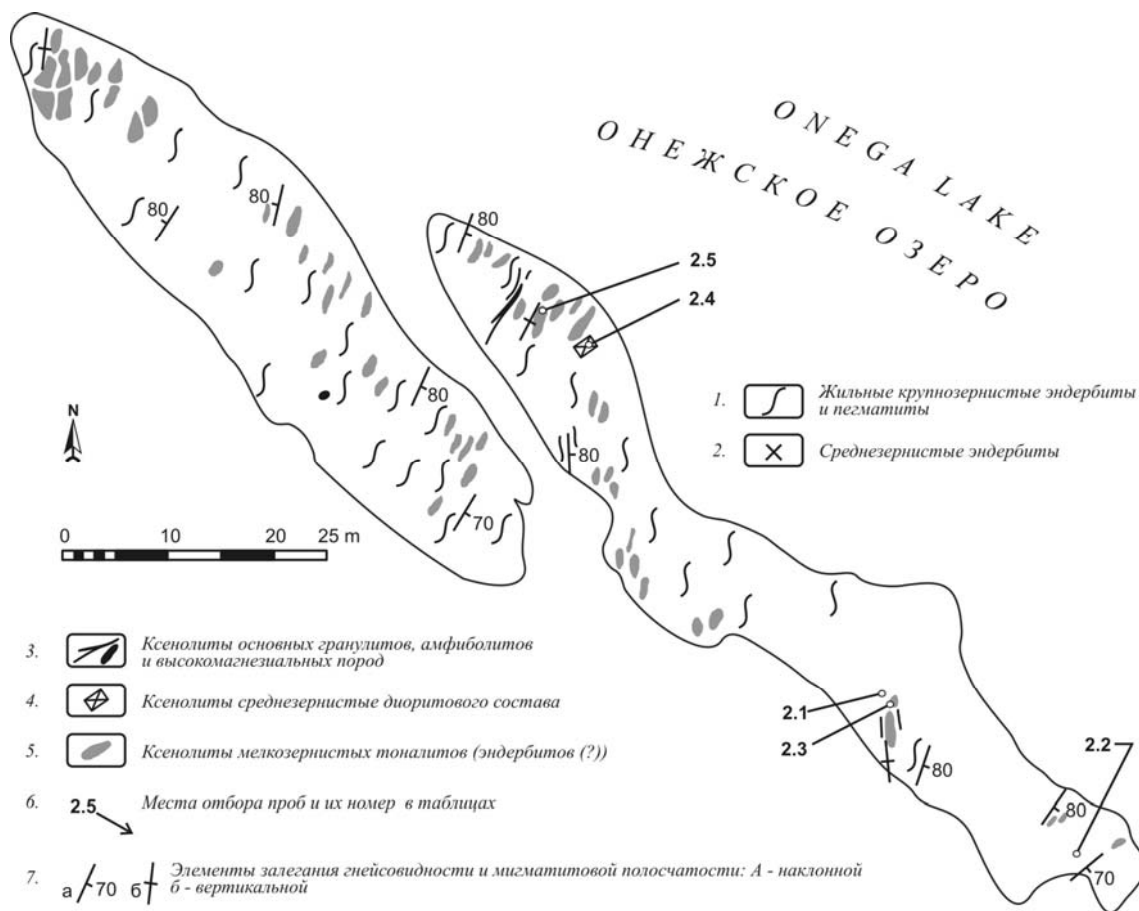
**Fig.9.** Granoblastic microstructure (with reticulate microstructure elements) of «intermediate granulite» (Opx–Bt–Pl–Qz–Amp (Mg–Hbl, Act)) from xenolith in B. Golets Island charnoenderbite (sample SB101). Massive texture. Orthopyroxene (hypersthene) is partly replaced by amphibole (BSE-image)

**Пункт 2.** Острова Бесиха (рис. 10) и мыс Бесов Нос.

Остров сложен средне- и крупнозернистыми массивными эндербитами и чарноэндербитами (табл. 3). Доля последних здесь выше, чем в пункте 1 (о. Б. Голец). Обычны также жилы пегматоидных и среднезернистых розовых гранитов. Важной особенностью района является наличие крупных ксенолитов Bt–Opx кристаллосланцев и пронизывающих их жил чарнокитов и розовых гранитов

Гранулиты среднего состава представляют собой среднезернистые породы, встреченные в виде ксенолитов и в южной части о. Бесиха (рис. 10). В их минеральном составе клинопироксен отсутствует. Амфибол развивается преимущественно по ортопироксену и его количество в породе невелико. По составу он отвечает низкожелезистой и относительно низкоглиноземистой Mg–Hbl (сумма  $Al^{VI}+Al^{IV}$  достигает 0.8 ф.ед). Ортопироксен (гиперстен) ассоциирует с андезином (38–41% An). Биотит распространен равномерно в виде почти изометричных лейст и тяготеет к аннит-флогопитовому ряду. Наряду со средними содержаниями титана (0.24–0.26 ф. ед.) он характеризуется невысокой железистостью (0.33–0.39). Взаимоотношения и параметры состава главных породообразующих минералов позволяют выделить парагенезис гранулитового этапа: Opx–Bt–Pl–Qz–Hbl(?)±Or. Регрессивные изменения незначительны и выражены в раскислении плагиоклаза (до 30% An) и снижении глиноземистости Mg–Hbl (сумма  $Al^{VI}+Al^{IV}$  – до 0.63 ф. ед.).

**Пункт 3.** Мыс Черный сложен средне- и крупнозернистыми часто порфировидными чарнокитами (см. табл. 1) с многочисленными ксенолитами разнообразных по составу и размерам (от 10 см до 3 м). Включения концентрируются в субмеридиональной зоне шириной около 20 м. Среди включений обычны гранулиты среднего и основного состава (табл. 2, 3). В последних описаны характерные ассоциации двупироксеновых кристаллосланцев (рис. 11).



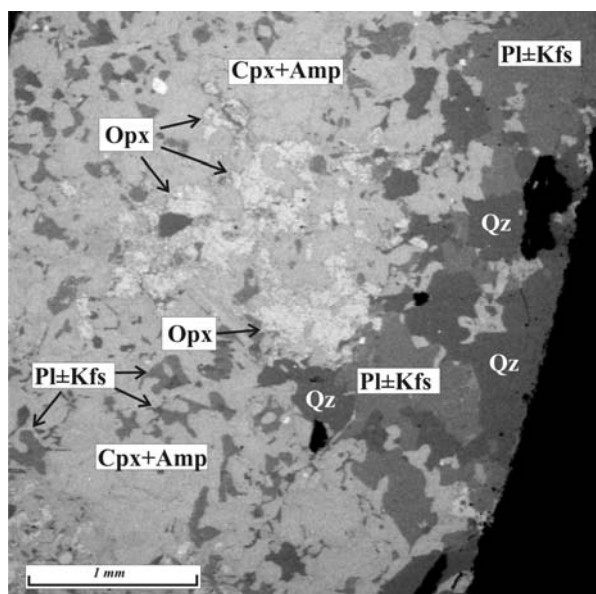
**Рис. 10.** Схема геологического строения островов Бесиха. Составил Сибелев О.С.

**Fig. 10.** Scheme showing the geological structure of Besikha Islands. By O.S. Sibelev

1 – veined coarse-grained enderbite and pegmatite; 2 – medium-grained enderbite; 3 – xenoliths of mafic granulite, amphibolite and high-Mg rocks; 4 – xenoliths of medium-grained diorite; 5 – xenoliths of fine-grained tonalite (enderbite ?); 6 – sampling sites and sample number in the Tables; 7 – mode of occurrence of gneissosity and migmatitic a) inclined and b) vertical banding

**Рис. 11.** Контакт ксенолита мелко-, среднезернистых основных двупироксеновых гранулитов (левая часть снимка) и эндебитов (обр. SB116-1, мыс Черный). Микроструктура гранулитов гранобластовая с элементами петельчатой и диаблостовой (Amp (Mg-Hbl, Act)– Pl±Kfs), текстура массивная (изображение в отраженных электронах)

**Fig. 11.** Contact of xenolith of fine- and medium-grained mafic bipyroxene granulite (left portion of photo) with enderbite (sample SB116-1, Point Cherny). Granulites show a granoblastic microstructure with reticulate and diablastic microstructure elements (Amp (Mg-Hbl, Act)– Pl±Kfs) and a massive texture (BSE-image)



## ONEGA GRANULITE-ENDERBITE-CHARNOCKITE COMPLEX OF THE KARELIAN CRATON

*Slabunov A.I., Sibelev O.S., Korol N.E., Volodichev O.I.*

IG KarNC RAS, Petrozavodsk

Granulite complexes are quite common in the Archaean unit of the eastern Fennoscandian Shield (Fig. 1). Moderate- and high-pressure complexes are distinguished. High-pressure complexes are widespread in the Belomorian province (Volodichev, 1990 et al.), while moderate-pressure complexes dominate in the Karelian province, except Varpaisjärvi granulite (Hölttä, 2000 et al.).

The granulite (granulite-enderbite-charnockite) complexes, known in the Neoarchaeon Karelian Craton (Fig. 1), are Voknavolok, Tulos, Onega, Varpaisjärvi and Pudasjärvi (Volodichev et al., 1990; Korol, 2009; Slabunov et al., 2006 and references *ibid.*). Most of the granulite complexes occurring in the province were formed in Neoarchaeon time. They all have some similar characteristics and consist dominantly of enderbite of diorite-tonalite composition which contains inclusions of para- and orthorocks represented by mafic, intermediate and minor felsic and ultramafic granulite. Charnockite seems to be the youngest constituent of the complex.

The Neoarchaeon (Karitsky after V.A. Kostin, 1989) Onega granulite-enderbite-charnockite complex is located at the boundary between the central and the peripheral domains of the Vodlozero terrain in the Karelian Craton (Fig. 2). Its bedrock exposures occur in a narrow coastal strip and on the islands along the east shore of Lake Onega, south of the Vodla river mouth, and can hardly indicate the real size of the massif. However, the structural characteristics of the magnetic field suggest that the granulite complex builds up a NW-trending massif, 100 by 25 km in size in plan view.

The complex consists of two components: Opx granitoid (enderbite-charnockite) and xenoliths of mafic, intermediate and felsic granulite and minor high-Mg rocks (pyroxenite and hornblendite). Granulites form xenoliths, 10 cm to 3 m in size, which occur amid granitoids. Their particle-size analysis has shown that variations in linear dimensions exhibit a lognormal distribution pattern (Burdyukh, 2011). Such a distribution is characteristic of tectonically disintegrated complexes. Furthermore, no correlation between rock composition and rock size has been established for these xenolith samples, which is typical of intrusive igneous complexes.

Petrochemically, Opx granitoids vary from quartz diorite (tonalite) to calc-alkaline granite (Table 1, Fig. 3 a-c). Felsic (granitic) rocks, especially Na- (enderbite) and K- (charnockite) varieties, prevail. Enderbite of quartz-diorite composition forms more recent veined units which show a coarser-grained structure with well-defined Opx.

Opx granitoid is similar in petrochemical characteristics to TTG-association (Fig. 3). The absence of compositions with 60–67% SiO<sub>2</sub> is noteworthy. However, such compositions are typical of felsic and intermediate granulite, xenoliths of which occur among enderbite-charnockite.

Granitoids of this group are also quite similar in geochemical characteristics to TTG-rocks. They exhibit a differentiated REE distribution spectrum with a low normalized HREE level similar to that of TTG (Fig. 3 d). The rocks are typically depleted in Nb relative to La and Th (Fig. 3 e), except for coarse-grained late-phase enderbites which are enriched in REE (except for LREE) and usually show a well-defined negative Eu-anomaly (Fig. 3 e).

Intermediate and felsic granulites (Opx-Amp-Bt schist) are consistent in composition with calc-alkaline-series diorite-quartz-diorite (Fig. 4 a-c, Table 2) and have a much lower SiO<sub>2</sub> content than Opx granitoids. These two groups differ even more substantially in geochemical characteristics. The latter, in contrast to enderbite-charnockite, shows a less differentiated REE distribution spectrum, a well-defined positive (relative to Nd and Sm) Zr-anomaly (Fig. 4 d, e), and is less depleted in HREE – the most essential feature. Such compositional characteristics suggest that the protoliths of granulite and Opx-granitoid were produced by different magmatic processes.

Mafic granulite (bipyroxene schist) is consistent in petrochemical characteristics with tholeiitic basalt (Fig. 5 a-c, Table 3). It typically shows a “flat” chondrite-normalized REE content at the 10–20 chondrite content level and a negative (relative to Th and La) Nb-anomaly on a spidergram. This rock is similar in geochemical characteristics to island-arc basalt.

Petrography. Enderbite consists of Pl, Qz and Opx. Charnoenderbite and charnockite contain K-feldspar – orthoclase, which commonly has a micropertitic structure. Antiperthite is also characteristic of plagioclase. In addition to Opx, the rocks occasionally comprise Cpx and Bt. Dark-coloured minerals, primarily pyroxene, after which low-temperature mineral associations, such as Cum, Act, Chl, Bt, sometimes Cb and Ep, are formed, are generally poorly preserved in this massif. Pseudomorphs of these minerals after coarse-grained Opx with relics of skeletal-structured Opx preserved in the central portion of crystals or completely replaced are characteristic.



Parageneses with the variable characteristics of rock-forming minerals:  $\text{Opx}_{44-52} - \text{Pl}_{24-40} - \text{Qz} \pm \text{Bt}_{40-52}$ ,  $\text{Cpx}_{34-38}$ ,  $\text{Amp}_{46}$ ,  $\text{Or}$  ( $T=750-830$  °C,  $P=5.1-5.3$  kbar) were revealed for the best-preserved varieties<sup>2</sup>.

The best-preserved intermediate and felsic xenoliths comprise parageneses differing in the characteristics of rock-forming minerals:  $\text{Opx}_{51-53} - \text{Cpx}_{33-45} - \text{Pl}_{31-34} - \text{Bt}_{50-60} - \text{Qz}$  ( $T=760-860$  °C);  $\text{Opx}_{39-42} - \text{Pl} - \text{Bt}_{32-45} - \text{Qz}$ ,  $\text{Or}$  ( $T=730-800$  °C);  $\text{Opx}_{22-36} - \text{Pl} - \text{Bt}_{33-39} - \text{Hbl}_{19-20} - \text{Qz}$  ( $T=785-815$  °C).

Mafic granulite has bipyroxene composition. The stepwise formation of granulite parageneses is well-defined, and granulite evolution dynamics depends on the formation of relatively fine-grained varieties  $\text{Opx}_{44-47} - \text{Cpx}_{31-33} - \text{Pl}_{53}$  (relict 81) or  $\text{Opx}_{39-40} - \text{Cpx}_{25} - \text{Pl}_{27}$  followed by partial recrystallization of Opx, Cpx,  $\text{Pl}_{43-49}$  and the neogenesis of Amp ( $\text{Ed}_{38-45}$  and  $\text{Pr}_{43}$ ) and  $\text{Bt}_{46-50}$  ( $T=750-870$  °C,  $P=5.5-6.5$  kbar).

On B. Goltsy Island, one xenolith of this group (Table 3, sample 1.1) shows a macroscopically distinct zonation: the external zone of the above bipyroxene-amphibole is formed of a rim consisting of  $\text{Opx}_{40-50} - \text{Bt}_{37-47} - \text{Pl}_{34-49} \pm \text{Cpx}$ , Amp ( $T=750-870$  °C), which seems to have been produced by contact alterations at the enderbite boundary.

Metapyroxenite of one inclusion consists of  $\text{Opx}_{33}$ ,  $\text{Cpx}_{22}$  and minor  $\text{Pl}_{68-73}$ . Intense multiple high-temperature biotitization was probably accompanied by the partial recrystallization of Opx and Cpx and Pl with a decline in its anorthite content ( $T=760-860$  °C).

All rocks in the Onega granulite complex have been variably subjected to multiple metamorphism under amphibolite – to epidote-amphibolite – to greenschist-facies conditions (Kostin, 1989).

**Geochronology.** Zircons were extracted from bipyroxene-amphibole schist collected on B. Goltsy Island. Their monofraction is represented by brownish semi-transparent, rounded and minor prismatic, sub-idiomorphic crystals, sometimes with numerous distinct faces. The crystals are 70–250 µm in size and have the index of elongation of 1.0–3.5.

Examination of the optical, BSE and CL images of zircons (Fig. 6) has revealed homogeneous-structured grains, but most grains consist of two to three phases. Zircons of prismatic (e.g. Fig. 6 d) and isometric shapes with numerous faces are encountered amid homogeneous zircons (Fig. 6 a, c). Several types of cores and shells: those with a coarse zonation and almost no inclusions (e.g. Fig. 6 b), a thinly-zonal core with inclusions and a granulitic shell and sectorial cores without inclusions, with a thin-zonal shell, are distinguished.

Mineral inclusions in zircons were examined on a microprobe. Isometric grains (Fig. 6 a, b) with numerous faces (so-called “granulitic”) contain no mineral inclusions which can be detected with a microprobe. Prismatic grains commonly comprise apatite, biotite and quartz inclusions. A parasite inclusion, typical of pegmatite, was identified in a thinly-zonal core; some fractures in the grains are filled with chlorite.

Several age groups are distinguished from the results of the isotope dating of scarce zircon grains performed on a SHRIMP-II ion probe at VSEGEI (Slabunov et al., 2011).

Based on comparison of petrological and geochronological data, the time of early granulite metamorphism is estimated at  $2739 \pm 17$  Ma and that of late metamorphism at  $2701 \pm 14$  Ma (Slabunov et al., 2011). These values do not overlap one another within these error limits, but they are close to the age  $2717 \pm 8$  Ma, estimated for a second generation of zircons from schist-hosting tonalite (enderbite) (Matveyeva et al., 2011), and to the age of diaphthoresis dated at  $2522 \pm 64$  Ma.

### Description of the itinerary

**Stop 1.** Bolshoi Golets Island (Fig. 7). Enderbite and charnoenderbite, showing a typical brecciform texture, are exposed in the northern portion of the island: early constituents are represented by fine- to medium-grained metaenderbite of tonalite composition. The next coarser and more leucocratic phase cuts across and pierces the former.

Coarse-grained charnoenderbite is common on the northeast shore of B. Goltsy Island (Fig. 7). Here, it builds up a near-N-S-trending band with indistinct boundaries and heterogeneous composition and contain lenticular bodies and relics of earlier rocks (Fig. 8). The total thickness of the band is several metres. Structurally and texturally, this charnoenderbite is similar to cross-cutting veined varieties. In addition to a well-defined geological position, another distinctive characteristic of late-phase charnoenderbite is the presence of porphyroblastic units (Fig. 8 c) often filled with macroscopically visible orthopyroxene (hypersthene). The latter is paragenetic with andesine (40% An), biotite (dominantly annite-phlogopite series,  $f = 0.46-0.52$ ,  $Ti = 0.19-0.27$  f. uni.), K-feldspar and quartz.

<sup>2</sup> To determine metamorphic conditions, Opx-Cpx, Opx-Cpx (Powell, 1978; Perchuk, 1977) and Opx-Bt (Sengupta et al., 1990) geothermometers and Hbl geobarometers (Blundy & Holland, 1990) were used.



Feldspar from the charnoenderbite analysed is dominated by plagioclase, in which linear and reticulate antiperthitic structures and rounded K-feldspar inclusions with obscure configurations are common. Boundary zones have the composition: 0.24 – An, 0.48 – Alb and 0.28 – Or.

Amphibole is represented by actinolite and cummingtonite. They are not equiponderous with orthopyroxene and, like chlorite, do not contribute to its replacement to form “coatings” or complete pseudomorphs.

Xenoliths of intermediate granulite occur in the western portion of the outcrops (Fig. 9).

### **Stop 2.** Besikha Island (Fig. 10) and Point Besov Nos.

The island is built up of medium- to coarse-grained massive enderbite and charnoenderbite (Table 3). The share of the latter is larger here than at Stop 1 (B. Golets Island). Pink pegmatoid and medium-grained granite veins are also common. An essential characteristic of the area is the occurrence of coarse xenoliths of Bt-Opx schist pierced by charnockite and pink granite veins.

Intermediate granulite occurs as medium-grained rocks also encountered as xenoliths on the southern Besikha Island (Fig. 10). There is no clinopyroxene in its mineral composition. Amphibole evolves dominantly after orthopyroxene, and its amount in the rock is small. It is consistent in composition with low-Fe and relatively low-alumina Mg-Hbl (total  $Al^{VI} + Al^{IV}$  reaches 0.8 formational units). Orthopyroxene (hypersthene) is associated with andesine (38–41% An). Biotite is distributed in uniform manner as almost isometric laths, and is confined to annite-phlogopite series. Together with average titanium content (0.24–0.26 formational units), it commonly has low Fe content (0.33–0.39). Based on the relationships and compositional parameters of major rock-forming minerals, the granulite-stage paragenesis Opx-Bt-Pl-Qz-Hbl(?)±Or was identified. Regressive alterations are small, and are indicated by the reduction of plagioclase (to 30% An) and a decline in the alumina content of Mg-Hbl (total  $Al^{VI} + Al^{IV}$  is up to 0.63 formational units).

**Stop 3.** Point Cherny consists of medium- to coarse-grained, often porphyraceous charnockite (Table 1) with abundant xenoliths varying in composition and size (10 cm to 3 m). Inclusions are concentrated in a near-N-S-trending zone, about 20 m in width. Intermediate and mafic granulite commonly occur amid the inclusions (Tables 2 and 3). Typical bipyroxene granulite associations have been described from the latter (Fig. 11).

### **Литература – References**

- Байкова В.С., Лобач-Жученко С.Б., Левченко О.А., Чекулаев В.П., Шулешко И.К., Яковлева С.З. Новые данные о геологическом положении и возрасте гранитов Карелии // ДАН СССР. 1984. Т. 277, № 2. С. 442–444.
- Бурдюх Е.В. Гранулитовая обломочная составляющая неогарейского Онежского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы конференции. Петрозаводск, 2011. (Burdyukh E.V. Size distribution of fragments in Neoarchaeon Onego granulite-enderbite-charnockite complex // Granulite and eclogite complexes in the Earth's history. Extended abstracts and Guided Book. 2011).
- Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с.
- Государственная геологическая карта (Петрозаводск). Под ред. Богданова Ю.Б. СПб, 1999.
- Король Н.Е. Высокотемпературная амфиболитизация при эндербитовой мигматизации основных гранулитов в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С. 378–396. (Korol N.E. High-temperature amphibolization synchronous with enderbite migmatization of mafic granulites in granulite-enderbite-charnockite complexes in Karelia // Petrology. 2009. V. 17. N. 4, P. 352–370).
- Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (юго-восточная Карелия). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1989. 165 с.
- Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1993. 254 с.
- Матвеева Л.В., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Геология неогарейского гранулитового метаморфизма Прионежья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы конференции. Петрозаводск, 2011. (Matveyeva L.V., Lobach-Zhuchenko S.B., Cherkulaev V.P., Arestova N.A. Geology of Neoarchaeon granulite-facies metamorphism in Prionezhye // Granulite and eclogite complexes in the Earth's history. Extended abstracts and Guided Book. 2011).
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и металлогения). Под ред. Глушанина Л.В., Шарова Н.В., Щипцова В.В. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011 (в печати).
- Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
- Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32 (Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Balagansky V.V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Cherkulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S. The Archean of the Baltic Shield: Geology, Geochronology, and Geodynamic Settings // Geotectonics. 2006. N. 6, P. 3–32).



## Field Trip Guide Book

Слабунов А.И., Король Н.Е., Бережная Н.Г., Володичев О.И., Сибелев О.С. Главные стадии формирования основных гранулитов Онежского комплекса Карельского кратона: петрология и изотопный возраст (SHRIMP-II) цирконов // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы конференции. Петрозаводск, 2011. (Slabunov A.I., Korol' N.E., Berezhnaya N.G., Volodichev O.I., Sibelev O.S. Main stages of the mafic granulites formation, Onego complex, Karelian craton: petrology and isotopic dating (SHRIMP-II) of zircons // Granulite and eclogite complexes in the Earth's history. Extended abstracts and Guided Book. 2011).

Blundy Y.D., Holland T.Y.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. V. 104, N. 2. P. 208–224.

Irvine T.N., Barager W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. V. 8. P. 523–548.

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 90. P. 297–314.

Hölttä P., Huhma H., Mänttari I. and Paavola J. P-T-t development of Archaean granulites in Varpaisjärvi, central Finland. II. Dating of high-grade metamorphism with the U-Pb and Sm-Nd methods // Lithos. 2000. V. 50. P. 121–136.

Jensen L.S. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks, Ontario Division of Mines. MP 66. 1976. 22 p.

McDonough W.F., Sun S.-s. The Composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

O'Connor J. T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios // US Geol. Surv. Prof. Paper. 552B. 1965. P. 79–84.

Perchuk L.L. Pyroxene barometer and pyroxene geotherms // Dokl. Akad. Nauk USSR. 1977. 233, N 6. P. 1196–1199 (in Russian).

Powell R. The thermodynamics of pyroxene geotherms // Phil. Trans. R. Soc. London. A. 1978. V. 288. P. 457–469.

Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Mukherjee M. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // J. Metamorphic Geol. 1990. V. 8, N. 2. P. 191–197.

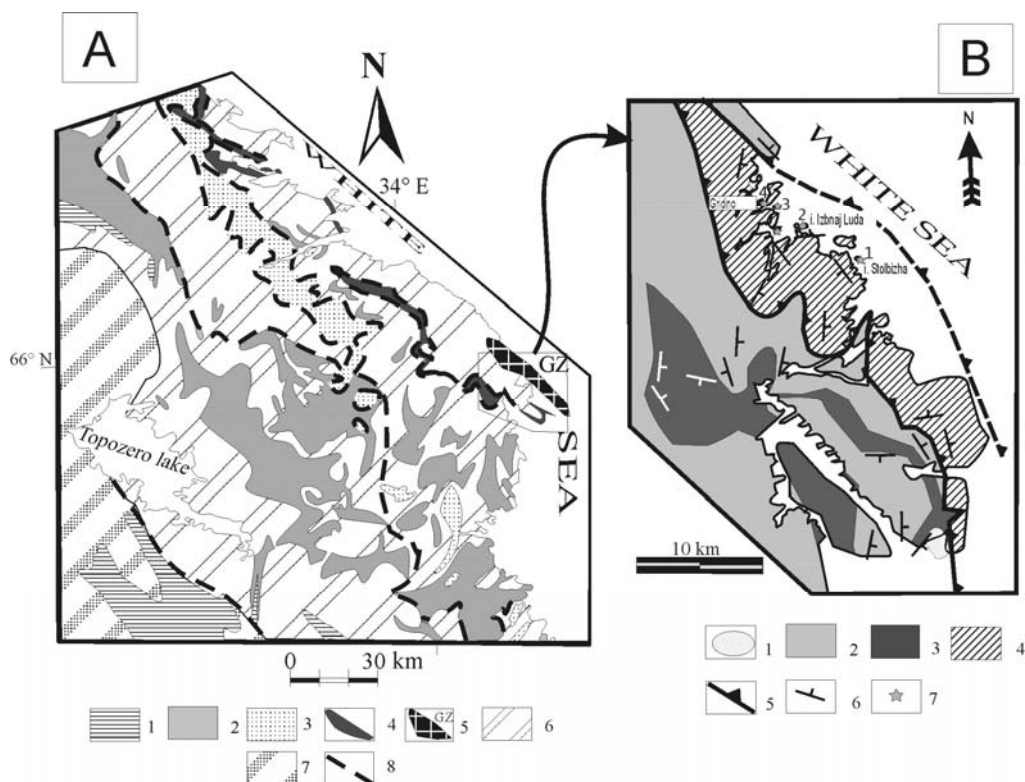
## ЭКСКУРСИЯ 2

### АРХЕЙСКИЕ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЭКЛОГИТЫ РАЙОНА С. ГРИДИНО (БЕЛОЕ МОРЕ)

Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанова А.В., Степанов В.С., Сибелев О.С.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

**Цель экскурсии** – ознакомиться с породами неоархейского эклогитсодержащего мигматизированного микстита и палеопротерозойскими мозаично эклогитизированными габброидами Беломорской провинции (рис. 1.1).



**Рис. 1.1.** Схема геологического строения Северной Карелии (А) и распространения эклогитсодержащего комплекса Гридинской зоны (В):

А: 1 – палеопротерозойские (2.5–1.92 млрд лет) супракrustальные образования; 2–5 – неоархейские: 2 – зеленокаменные комплексы, 3 – парагнейсы Чупинского пояса, 4 – амфиболиты и ультрабазиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса, 5 – эклогитсодержащий комплекс Гридинской зоны (ГЗ); 6 – разнейсованные гранитоиды и мигматиты БПП (2,9–2,7 млрд лет); 7 – архейские (3.2–2.7 млрд лет) гранитоиды Карельского кратона; 8 – предполагаемые надвиги. В: 1 – гранитные массивы (не древнее 2.7 млрд лет); 2 – гранитоиды ТТГ ассоциации; 3 – образования Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (амфиболиты, метавулканические породы), а также пластины, сложенные кyanит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами; 4 – эклогитсодержащий комплекс; 5 – тектонические границы; 6 – элементы залегания гнейсовидности и метаморфической полосчатости; 7 – объекты маршрута экскурсии: 1 – о. Столбиха; 2 – о. Избная Луда; 3 – о. Пряничная Луда; 4 – окраина с. Гридино

**Fig. 1.1.** Scheme showing the geological structure of North Karelia (A) and the distribution of an eclogite-bearing complex in the Gridino zone (B):

A: 1 – Palaeoproterozoic (2.5–1.92 Ga) supracrustal rocks; 2–5 – Neoarchaeal: 2 – greenstone complexes; 3 – Chupa belt paragneisses; 4 – amphibolites and ultrabasic rocks of the Central Belomorian greenstone belt; 5 – eclogite-bearing complex in the Gridino zone (GZ); 6 – BMB foliated granitoids and migmatites (2.9–2.7 Ga); 7 – Archaean (3.2–2.7 Ga) granitoids, Karelian Craton; 8 – assumed thrusts. B: 1 – granitic massifs (not older than 2.7 Ga); 2 – granitoids of TTG-association; 3 – Central Belomorian greenstone belt rocks (amphibolites, metavolcanic rocks) and plates consisting of kyanite-garnet-biotite and garnet-biotite gneisses; 4 – eclogite-bearing complex; 5 – tectonic boundaries; 6 – mode of occurrence of gneissosity and metamorphic banding; 7 – localities to be visited: 1 – Stolbikha Island; 2 – Izbnyaya Luda Island; 3 – Pryanichnaya Luda Island; 4 – outskirts of Gridino

В восточной части Беломорского подвижного пояса (рис. 1.1) установлен неоархейский эклогитсодержащий комплекс (Бибикова и др., 2003; Володичев, 1977, 1990, 1997; Володичев и др., 2004, Слабунов, 2008; Slabunov et al., 2003, 2006; Volodichev et al., 2003). Он формирует тектоническую пластину, выходы которой в виде Гридинской зоны прослеживаются примерно на 50 км при ширине 6–7 км (рис. 1.1 В). По текстурным особенностям этот комплекс сопоставим с микститами и, вероятно, является сильно мигматизированным и деформированным меланжем.

Матрикс микстита представлен в различной степени мигматизированными гнейсами, гнейсогранитами и метаэнтербитами (Сибелев и др., 2004). Первые из них, вероятно, представляют собой значительно переработанный ранний матрикс микстита (меланжа), сформировавшийся за счет разрушения всех пород, входящих в состав обломочной составляющей. Гнейсограниты и метаэнтербиты образовались на более поздних стадиях развития комплекса и могут быть продуктами плавления слагающих его пород.

U-Pb по цирконам возраст эклогита оценивается как неоархейский –  $2720 \pm 8$  млн лет (Бибикова и др., 2003; Володичев и др., 2004).

По геологическим и геохронологическим данным верхний возрастной предел формирования эклогитсодержащего микстита четко определен – он не моложе плагиогранитов, посткинematическая жила которых сечет его на о. Столбиха. Акцессорные цирконы из этой жилы имеют возраст  $2701.3 \pm 8.1$  млн лет (Бибикова и др., 2003; Володичев и др., 2004).

Рассмотренные эклогиты Беломорского подвижного пояса являются первой в мире достоверной находкой неоархейских коровых эклогитов (Володичев и др., 2004).

Эклогиты и их слабоамфиболитизированные разновидности по особенностям состава отвечают базитам нормального ряда, относятся к породам толеитовой серии, большая их часть к высокомагнезиальным толеитам. Содержание РЗЭ в неоархейских эклогитах главным образом в 2–12 раз превышает таковое в хондритах, спектр их распределения имеет «плоский» или слабо дифференцированный вид ( $\text{LaN/SmN} = 0.99\text{--}1.8$ ;  $\text{GdN/YbN} = 0.77\text{--}1.17$ ). По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов они несколько обеднены ТРЗЭ и другими высокозарядными элементами (Zr, Hf, Y, Ti), но при этом неотличимы по содержанию Nb. Аналогичные по составу толеиты обычны среди основных пород океанических плато, они отмечены и среди океанических базитов Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса.

Таким образом, в Беломорском подвижном поясе установлены эклогиты, образовавшиеся 2720 млн лет назад при  $P=14.0\text{--}17.5$  кбар (т.е. на глубинах до 60–65 км) и  $T=740\text{--}865$  °С. Они указывают на возможность проявления в неоархее субдукции и последующей эксгумации коровых пород с больших глубин. Эклогиты входят в состав обломочной составляющей неоархейского мигматизированного микстита (меланжа). Последний слагает тектоническую пластину (рис. 1.1В).

Обломочная составляющая комплекса микститов представлена неравномерно распределенными в матриксе многочисленными телами линзовидной и реже неправильной формы. Обломки варьируют по размерам от первых десятков сантиметров в поперечнике до первых десятков метров.

Концентрация обломков в микстите варьирует в широких пределах, составляя местами 25–30% его общего объема. Состав обломков разнообразен, но резко преобладают породы основного состава, представленные в различной степени преобразованными эклогитами, амфиболитами (гранатовыми, гранат-клинопироксеновыми и полевошпатовыми) и метаморфизованными габброидами. Кроме того, установлены обломки, сложенные метаультрамафитами, цоизитовыми и амфибол-цоизитовыми бластолитами, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами. Большое разнообразие пород в обломках, отличающихся по составу, степени деформаций и метаморфизма, является важным аргументом в пользу того, что эклогитсодержащий микстит является меланжем, образовавшимся в зоне субдукции.

Эклогиты являются редкой, но крайне важной составляющей микстита. В Гридинской зоне (тектонической пластине) установлено и изучено 6 участков с архейскими эклогитами. Несмотря на значительные наложенные преобразования эклогиты сохранили участки биминерального гранат-омфацитового ( $\text{Grt-Omp}$ )<sup>3</sup> состава и равномернозернистое строение с гомогенными минералами, незональными и практически не содержащими включений. Омфацит здесь содержит в среднем ~ 30% жадеитового (Jd) компонента с вариациями от 27 до 42%. Гранат относительно малопиропистый (20–22% Prp), но с повышенным содержанием Са-компонента (28–31% Grs). Характерным и преобладающим акцессорным минералом является рутил. Условия формирования эклогита следующие: давление ( $P$ )=14–17.5 кбар, температура ( $T$ )=740–865 °С (Володичев и др., 2004).

<sup>3</sup> Символы минералов по: Whitney D.L. and Evans B.W. (2010). Числа у минералов внизу обозначают содержание: Jd – в Omp и Di; An – в Pl; сумма Al – в Amp; Fe – в Ep; железистость – в Orp и Bt; Prp вверху и Grs внизу – в Grt.



Исследования последних лет выявили широкое развитие среди архейских эклогитов кианитовых разновидностей. Разнообразие минерального состава включений и зональность их распределения в гранатах позволили определить обобщенный P-T тренд прогрессивного развития процесса архейской эклогитизации от низкотемпературной стадии (включения Ab, Qz, Chl, Ky, Zo и др.) до стадии эклогитовой фации ( $\text{Omp}_{30} - \text{Ky} + \text{Grt}_{21}^{37}$ ,  $T=820^\circ\text{C}$ ,  $P \geq 16.8$  кбар).

Другой возрастной и генетический тип – палеопротерозойские эклогиты, развитые в этом же районе в трех сближенных во времени генерациях даек (I – III), имеющих интрузивные контакты с вмещающими породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации (Володичев и др., 2005; Володичев, 2007 и др.).

Среди даек I возрастной генерации по петрохимическим характеристикам выделяются габброиды высокожелезистого (Fe-Ti), толеитового (Fe) и субщелочного (Na+K, Fe) составов. Эклогитизации подвержены габброиды всех выделенных групп, но парагенезисы эклогитовой фации установлены пока только в толеитовых и субщелочных габброидах. Магматические минералы (клинопироксены) в дайках I сохранились только в одном случае – на мысе Песчаном в дайке субщелочного состава, где наложенные метаморфические процессы развиты на стадии образования друзитовых  $\text{Grt}-\text{Crpx} \pm \text{Hbl}$  кайм, в Crx которых содержание Jd варьирует до Omp состава. В других случаях это симплектитовые с реликтовым Omp эклогиты, прошедшие и дальнейшие ретроградные преобразования до  $\text{Grt}-\text{Crpx}$  амфиболитов. Эклогитизированные толеитовые габбро в основном имеют  $\text{Grt}-\text{Crpx}-\text{Pl}$  с Hbl состав, по условиям метаморфизма соответствующий высокобарической гранулитовой фации, но в ряде случаев фиксируются и эклогитовые парагенезисы:  $\text{Grt}$  (20–24% Prp) – Omp (33–36% Jd) – Qz;  $P=16.5\text{--}17.5$  кбар,  $T=880\text{--}930^\circ\text{C}$  (Володичев, 2007; Володичев и др., 2008).

Дайки II возрастной генерации представлены широко известным в БПП комплексом магнезиальных (Mg-Cr) пород ультраосновного–основного составов или комплексом лерцолитов–габброноритов (Степанов, 1981) с U-Pb возрастом  $2389 \pm 25$  млн лет (Слабунов и др., 2011). В этом районе выделяются две фазы внедрения габброноритов этого комплекса с близкими петрохимическими характеристиками. Как и в дайках, I процессы эклогитизации в дайках II обеих фаз проявлены неравномерно как по площади их распространения, так и в пределах отдельных магматических тел, что определяет различную степень сохранности первичных магматических минералов – Ol, Орх, Crx. Магматический Pl даже при слабо проявленных наложенных процессах не сохраняется и переходит в метаморфическую субстанцию.

Различными являются и уровни P-T условий метаморфизма. Так, на о. Эклогитовом дайка эклогитизированных габброноритов второй фазы сечет тело габброноритов первой фазы, степень метаморфизма которых в основном соответствует высокобарической амфиболитовой фации. В установленных эклогитовых парагенезисах содержание Jd в Omp варьирует от 20 до 42 %, содержание Prp в Grt – от 38 до 48%. В дайке на восточной окраине с. Гридино определены и более высокие параметры в парагенезисах –  $\text{Grt}$  (45–51% Prp) – Omp (38–57% Jd)  $\pm$  Ky, Crn;  $P$  до 19–20 (?) кбар,  $T$  до 920–930 °C (Володичев и др., 2008).

Дайки III возрастной генерации, секущие дайки II, представлены двумя петрохимическими группами: высокожелезистыми (Fe-Ti) и толеитовыми (Fe) габброидами (Степанов, Степанова, 2005). Первые сопоставляются с коронитовыми габбро БПП и долеритами Карельского кратона с возрастом 2.12 млрд лет (Степанова и др., 2003). Степень их метаморфизма не превышает высокобарической амфиболитовой фации. Дайки толеитового состава, встреченные пока только на о. Воротная Луда и м. Гридин, мощностью от 10–20 см до 4 м характеризуются удивительной геохимической особенностью – по характеру спектра распределения редкоземельных элементов эти внутриконтинентальные интрузивные образования не обнаруживают признаков коровой контаминации и сопоставимы с базальтами N-MORB (Степанов, Степанова, 2005). Дайки имеют преимущественно эклогитовый состав –  $\text{Grt}$  (21–25% Prp)–Omp (30–34% Jd)–Qz, рутил ( $T=750\text{--}790^\circ\text{C}$ ,  $P=14.8\text{--}15.0$  кбар) с проявлениями ретроградного метаморфизма –  $\text{Grt}$  (21–23% Prp)–Na-Di (10–19% Jd)–Pl (20–40% An)  $\pm$  Hbl. Традиционные магматические минералы габбро отсутствуют, но некоторые петрологические данные не исключают возможности того, что магматическим минералом является омфацил (?).

## МАРШРУТ ЭКСКУРСИИ

### Первый день

**Объект 1 – о. Столбиха.** Небольшой (примерно  $350 \times 250$  м) с хорошо обнаженной береговой линией о. Столбиха является прекрасным геологическим объектом для демонстрации сложнейшей внутренней структуры меланжа (рис. 1.2), особенностей формирования и преобразования пород, входящих в его состав. Находка эклогитов на о. Столбиха (Володичев, 1977, 1990; Володичев и др., 2004) представляет собой редкий случай их хорошей сохранности, здесь выполнено детальное геологическое картирование, структурные и петрографические наблюдения и геотермобарометрические исследования ряда разновидностей пород (Сибелев и др., 2004).

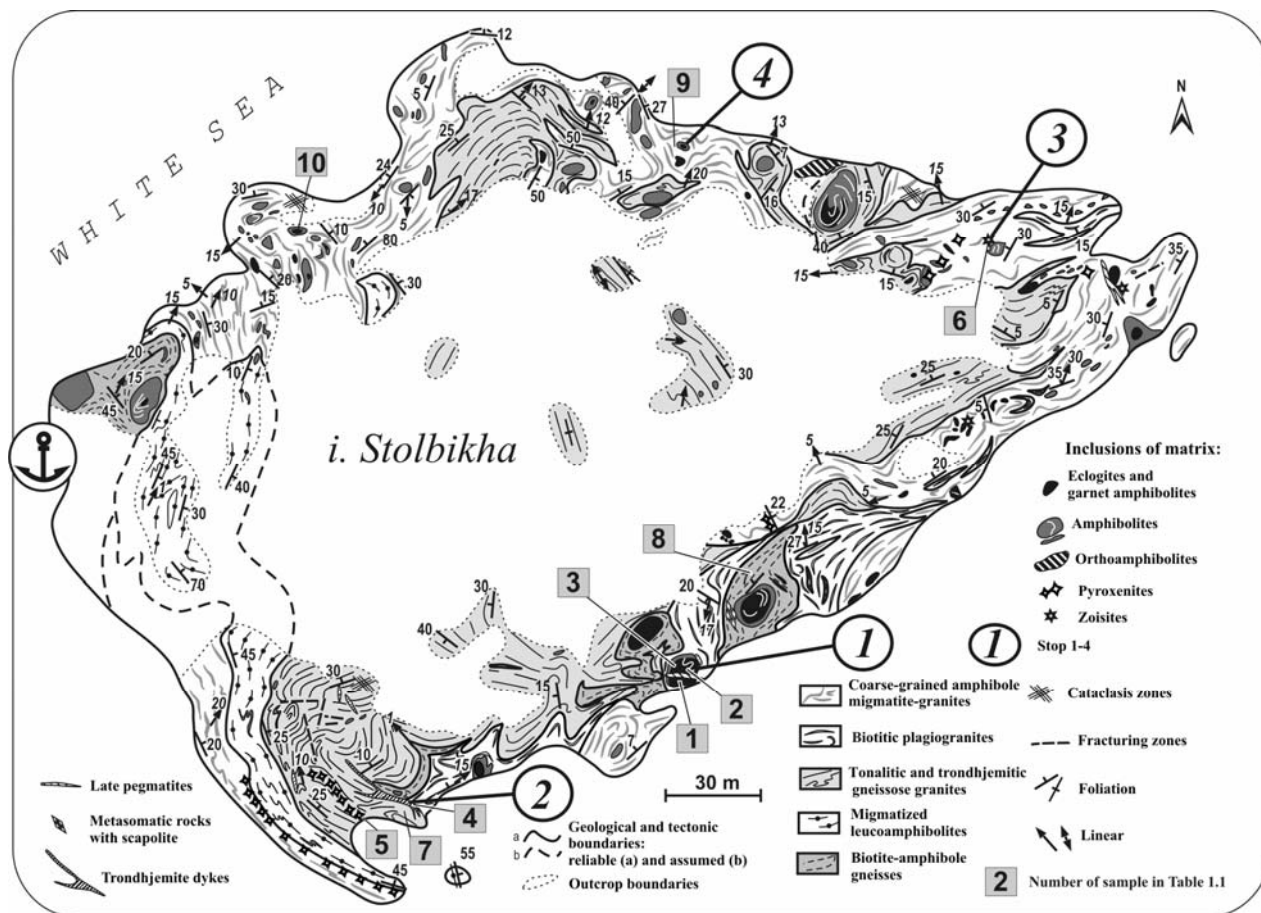


Рис. 1.2. Схема геологического строения эцлогитсодержащего комплекса на о. Столбиха (Сибелев и др., 2004). Составили О.С. Сибелев и И.И. Бабарина при участии А.И. Слабунова с использованием материалов О.И. Володичева

Fig. 1.2. Geological scheme of the eclogite-bearing complex on Stolbikha Island (Sibelev et al., 2004)

**Пункт 1.** Располагается в Ю-ЮВ части острова (рис. 1.2). В точке наблюдения можно видеть включения (обломок) апобазитов размером 5х6 м среди интенсивно разгнейсованных и смятых в складки амфибол-биотитовых ортогнейсов и гранитоидов тоналит-трондьемитового ряда. Эцлогиты слагают восточную часть обломка, в западной части которого распространены образованные по ним полосчатые, смятые в изоклинальные складки симплектитовые апоэцлогиты и гранат-клинопироксеновые амфиболиты. Все разновидности имеют близкий химический состав (табл. 1.1, ан. 1–3). В южной части обломка они секутся пегматитовой жилкой мощностью 20 см с четко проявленной эндоконтактовой зоной амфиболизации. В этом выходе были отобраны на определение радиологического возраста цирконы из симплектитовых апоэцлогитов и из мономинеральной фракции омфацитов эцлогитов. В результате и в этом, и в другом случаях был получен архейский возраст  $2720 \pm 8$  млн лет.

Наименее измененные эцлогиты состоят из граната и омфацита ( $\text{Grt}_{20-22}^{20-22} - \text{Omp}_{2-31}$ ) с небольшим количеством более поздних минералов – амфибола и плагиоклаза. В переходных разностях участками сохраняется омфацит, но чаще по нему образуются симплектитовые сращения диопсида с плагиоклазом, обозначающие стадию перехода в симплектитовые апоэцлогиты. Перекристаллизовывается и гранат, присутствующий здесь в виде порфиробластических зерен с включениями апатита, рудного минерала, кварца и плагиоклаза. Среди симплектитовых апоэцлогитов встречаются ассоциации ( $\text{Grt}_{24}^{22} - \text{Di}_8 - \text{Pl}_{24}$  и  $\text{Grt}_{30}^{18} - \text{Di}_{6-9} - \text{Pl}_{38-49}$ ) как с обычным для симплектитовых эцлогитов этого района составом плагиоклаза (24% An), так и с аномальным (38–49% An). В последней присутствует основной плагиоклаз (85% An), являющийся реликтом протолита магматического происхождения.



Таблица 1.1. Химический состав пород неогархейского эколгитсодержащего комплекса на о. Столбиха

Table 1.1. Chemical composition of rocks from the Neogarchean eclogite-bearing complex, Stolbizha Island

No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sample	Э-2913-11	Э-2913-12	Э-2913-5	Э-2913-6	Э-2913-10	2913-7	2913-20*	St-126	St-136	St-110
SiO <sub>2</sub>	50.30	49.02	49.93	72.62	69.28	52.40	39.56	61.24	64.02	49.12
TiO <sub>2</sub>	0.93	0.51	0.97	0.29	0.36	0.32	0.74	0.69	0.47	0.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.64	12.25	14.60	14.50	15.23	6.10	31.51	15.05	15.45	15.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.97	3.11	2.45	0.72	0.65	2.78	2.69	2.49	1.75	3.21
FeO	7.18	7.61	8.22	1.58	2.15	5.89	0.50	4.17	3.74	7.18
MnO	0.206	0.200	0.178	0.03	0.04	0.21	0.03	0.10	0.08	0.17
MgO	6.55	9.83	7.81	1.04	1.64	12.29	0.21	4.32	3.08	9.77
CaO	12.24	13.38	11.08	2.98	3.41	16.09	22.78	4.86	4.58	10.08
Na <sub>2</sub> O	2.33	2.93	2.83	4.15	4.59	1.23	0.39	3.66	3.64	2.36
K <sub>2</sub> O	0.37	0.05	0.49	1.19	1.55	1.02	0.20	1.46	1.68	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.08	0.07	0.08	0.00	0.06	0.10	0.09	0.13	0.12
H <sub>2</sub> O	0.16	0.30	0.00	0.11	0.06	0.38	0.01	0.10	0.06	0.10
ppp Loi	0.81	0.54	1.10	0.54	1.02	0.88	1.38	1.46	1.12	1.34
Cr	452	1383	405	90	46	93	72	150	144	509
Ni	293	266	95	18	32	32	7	29	21	50
Co	64	64	38	4	9	30	2	33	23	64
V	296	241	263	20	43	169	74	106	100	257
Cu	165	236	35	8	14	—	4	28	30	71
Pb	16	6	1	7	7	13	3	4	8	2
Zn	112	108	71	35	43	0	16	72	42	79
Rb	5	1	19	39	47	34	3	66	74	5
Ba	48	16	106	453	550	300	22	442	531	33
Sr	189	50	45	337	338	72	1267	315	440	74
Ta	0.69	0.32	0.27	0.27	0.22	0.00	1.94	1.96	0.46	7.68
Nb	10.0	4.8	4.4	4.5	4.9	3.0	6.0	7.8	5.2	5.9
Hf	1.26	0.75	1.10	3.16	8.75	—	1.12	1.99	2.35	1.04
Zr	42	23	39	123	356	30	35	72	80	28
Y	24	17	23	2	3	6	7	13	13	22
Th	0.26	1.17	0.26	2.13	4.19	—	2.55	3.70	6.82	1.04
U	0.37	0.50	0.12	0.13	0.22	—	0.19	0.16	1.62	0.26
La	4.01	4.15	2.17	18.52	30.99	—	29.79	15.94	27.42	6.16
Ce	10.52	11.47	5.77	36.90	55.86	—	50.90	39.32	56.40	14.00
Pr	1.54	1.65	0.85	3.60	5.38	—	4.96	4.83	6.56	2.00
Nd	7.50	7.39	4.28	12.08	16.69	—	16.28	19.09	24.65	8.60
Sm	2.45	2.18	1.34	1.67	1.87	—	2.24	4.22	4.41	2.38
Eu	0.85	0.63	0.43	0.46	0.56	—	1.08	0.97	1.18	0.83
Gd	3.10	2.48	1.92	0.95	0.97	—	1.88	3.25	2.84	2.60
Tb	0.56	0.43	0.42	0.11	0.11	—	0.25	0.44	0.47	0.50
Dy	3.74	2.76	3.33	0.48	0.45	—	1.32	2.53	2.64	3.35
Ho	0.82	0.57	0.78	0.08	0.09	—	0.26	0.48	0.47	0.75
Er	2.30	1.55	2.09	0.19	0.22	—	0.67	1.24	1.20	2.09
Tm	0.35	0.21	0.31	0.03	0.03	—	0.10	0.18	0.18	0.32
Yb	2.26	1.40	1.98	0.16	0.24	—	0.66	1.00	1.11	2.07
Lu	0.34	0.20	0.29	0.02	0.05	—	0.10	0.15	0.17	0.30

\*Содержание элементов в цоизитите из обр. 2919-1 (остров вблизи о. Избная Луда).

\*Percentages of elements in zoisite from sample 2919-1 (island near Izbnaya Luda Island).

Примечание: 1–3 – эколгиты (из пробы Э-2913-11 выделены цирконы, показавшие U–Pb возраст 2720 млн лет); 4 – трондьемит из жилы (возраст цирконов из этой породы – 2701 млн лет); 5 – плагиогнейсогранит; 6 – амфибол-плагиоклаз-клинопироксеновая порода; 7 – цоизитит; 8, 9 – плагиогнейсогранит; 10 – амфиболит апоэколгитовый.

Note: 1–3 – eclogites; 4 – trondhjemit; 5 – plagiogneissose granite; 6 – metapyroxenite; 7 – zoisite; 8, 9 – plagiogneissose granite; 10 – amphibolite.

Амфибол в небольшом количестве образуется синхронно с образованием симплектитов, а в основном на стадии преобразования симплектитовых апоэколгитов в гранат-клинопироксеновые амфиболиты. Стадия эколгитизации соответствовала  $T=740\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=14.2\text{ кбар}^2$ , стадия ретроградного преобразования –  $T=710\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=8.5\text{--}10.5\text{ кбар}$ .

<sup>2</sup> Здесь и далее в этом разделе при определении  $T$  были использованы геотермометры (Powell, 1985; Holland, Blundy, 1994; Лаврентьева, Перчук, 1989) при определении  $P$  – геобарометры (Holland, 1980; Perkins, Newton, 1981; Blundy, Holland, 1990).



**Пункт 2.** Располагается в 90 м по берегу на ЮЗ от предыдущей точки. Здесь зафиксирована позднекинематическая жила трондьемитов (плагиогранитов) (табл. 1.1, ан. 4) мощностью до 1–1.5 м, жестко рассекающая гнейсовидность гнейсогранитов ( $Ms + Bt + Pl + Qz$ ), амфибол-биотитовых гранитогнейсов ( $Grt_{20.5-24.3} + Bt_{41.5-45.3} + Hbl_{1.7-1.8} \pm Kfs + Pl_{26.6-32.0} + Qz$ ) и контакты между ними. Внутри жилы отмечены включения вмещающих пород. Время ее образования по результатам U-Pb датирования цирконов – 2701.3±8.1 млн лет (Бибикова и др., 2003).

Гнейсоплагиограниты комплекса – это однородные, слабо мигматизированные и слабо огнейсованные, преимущественно мелкозернистые породы с гранобластовой и лепидогранобластовой структурой. Минеральный состав гнейсогранитов ( $Qz + Ms + Bt + Pl$ ) постоянен. Акцессорные минералы представлены эпидотом, апатитом, ортитом, карбонатами.

Там, где в породах отсутствуют крупные включения, наблюдаются сжатые лежащие изоклинальные складки, в свою очередь сминающиеся в открытые пологие складки. Крылья таких складок часто сорваны. В обнажении к Ю от жилы видно, что контакт амфиболовых гнейсов с плагиогранитогнейсами субсогласен с гнейсовидностью внутри тела, но имеет отчетливо выраженный сдвиговый характер.

Среди обломков микстита отмечены метапироксениты ( $\pm Opx \pm Grt + Cpx + Pl + Hbl, \pm Bt, Cb$ , табл. 1.1, ан. 6), слагающие цепочки, пространственно тяготеющие к контактам гнейсов различного состава.

**Пункт 3.** Располагается в СВ части острова и представляет собой небольшое включение (~0,3×0,5 м) цоизитов в амфиболовых мигматит-гранитах. Цоизиты – светлые, желтовато-зеленоватые, средне-, крупнозернистые, массивные породы. Главные минералы:  $\pm Qz + Pl + Zo$ , к которым могут добавляться вторичные:  $Scp, Ms, Kfs$ . Акцессории представлены  $Sph$ . Зерна цоизита ( $Ep, Czo$ ) даже в пределах одного шлифа резко отличаются друг от друга по рельефу, оттенку и двупреломлению, указывая на непостоянство их химических составов (табл. 1.1, ан. 7).

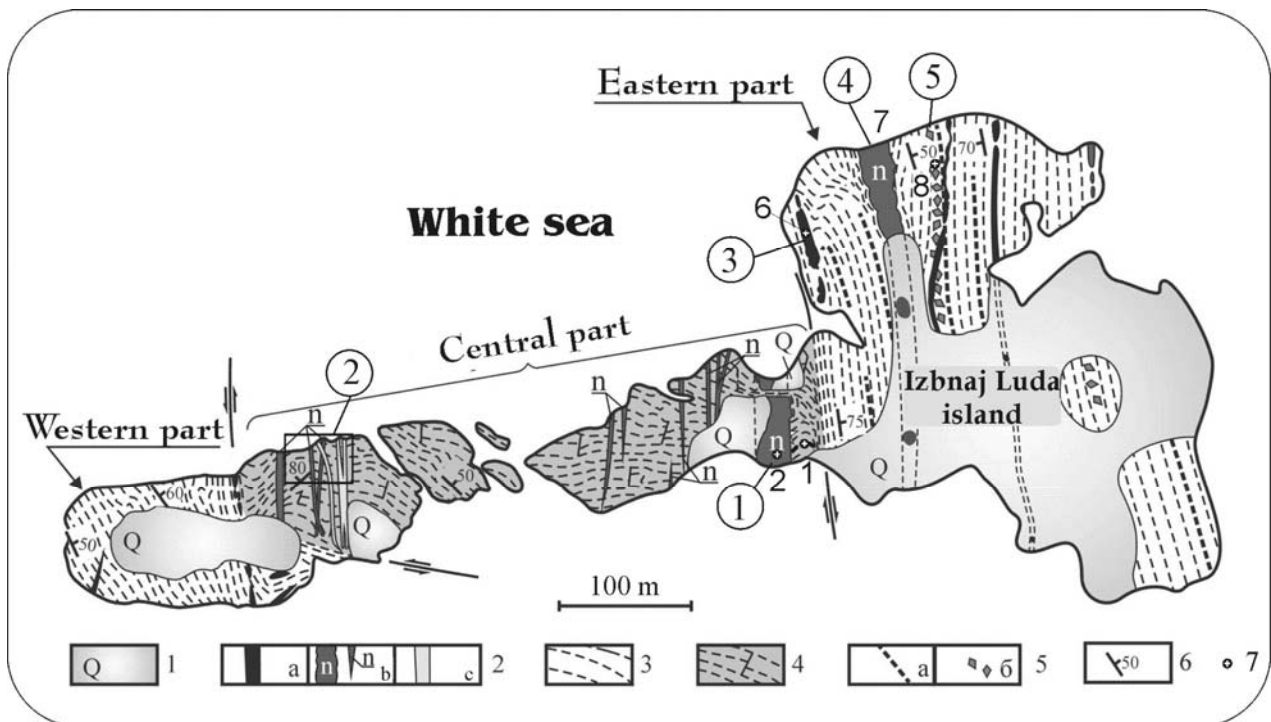
Вмещающие включения цоизитов амфиболовые мигматит-граниты представляют собой полосчатые, средне- и крупно-, неравномернозернистые породы гранобластовой с элементами гломеробластовой и петельчатой структур. Они в обнажениях зачастую плохо отличимы от плагиогранитогнейсов, т.к. существуют постепенные переходы одних в другие, однако минеральный состав и структурно-текстурные характеристики этих пород определенно различны. Несмотря на разнообразный внешний облик и структурно-текстурные неоднородности, мигматит-граниты имеют строго выдержанный минеральный состав:  $Ep_{12.6-12.7} + Bt_{40.6-52.3} + Hbl_{2.1-2.3} + Pl_{23.5-28.7} + Qz, (\pm Cb, Ap, Hem, Ilm)$ . В отличие от других типов гранитоидов, развитых на острове, в амфиболовых мигматит-гранитах нет мусковита и микроклина, но имеется большое количество крупных, хорошо оформленных зерен эпидота, который выступает здесь в роли породообразующего минерала.

P-T параметры метаморфизма изученных образцов амфиболовых мигматит-гранитов, как и других амфиболсодержащих гнейсов матрикса меланжа, не выходят за рамки высокотемпературной амфиболитовой фации ( $T=650-750\text{ }^{\circ}\text{C}$ , при  $P=7.4-8.2\text{ кбар}$ ).

**Пункт 4.** Расположен в северной части острова. Здесь можно наблюдать серию обломков апоэклогитов и амфиболитов, обладающих собственной внутренней структурой, отличной от структуры матрикса. Ранние плоскостные элементы обломков образуют структуры пластического течения: неправильной формы мелкие (амплитудой до первых метров), асимметричные, реже изоклинальные складки, осевые плоскости которых иногда дискордантны друг другу даже в пределах одного включения. Метаморфическая и мигматитовая полосчатость обломков либо срезается плоскостью контакта, либо подворачивается к последней. Структура матрикса приспособляется к неправильно-линзовидной форме дезинтегрированных тел апоэклогитовых пород, формируя центрические (ротационные) структуры. В матриксе формируются сжатые изоклинальные складки, осевые плоскости и линейности которых, подобно общей структуре, изогнуты согласно границам включений.

**Объект 2 – о. Избная Луда** (см. рис. 1.1 В, 1.3) расположен ~ в 4 км ЮВ с. Гридино, размеры его ~ 900 × 50–400 м, вытянут в субширотном направлении. Интерес к острову определяется рядом особенностей его геологического строения: 1) он известен как сложный магматический узел, в котором выявлен ряд даек, различающихся по вещественным составам, между которыми установлены прямые контактовые взаимоотношения; 2) здесь выявлены псевдотахиллиты и элементы брекчиевидных структур предположительно архейского возраста и 3) обнаружены реликты эклогитов в обломках архейского микстита и мозаичные проявления эклогитизации в палеопротерозойских дайках.

На острове выделены три структурных домена: Западный, Центральный и Восточный (Травин и др., 2005), которые различаются по стилю деформаций, господствующей ориентировке структурных элементов и времени их образования (рис. 1.3).



**Рис. 1.3.** Структурно-геологическая схема о. Избная Луда (Володичев и др., 2005; Травин и др., 2005; Travin, Kozlova, 2009)

1 – четвертичные отложения; 2 – дайки базитов (а – неясной принадлежности, b – комплекса лерцолитов – габброноритов (около 2.4 млрд лет), c – комплекса коронитовых габбро (2.12 млрд лет)); 3 – полосчатые гнейсограниты Западного и Восточного доменов; 4 – гнейсограниты Центрального домена с брекчиевидными текстурами; 5 – полосы скопления обломков тектонического меланжа (а – амфиболитов и эклогитов, б – амфиболитов и ортопироксенитов); 6 – элементы залегания полосчатости; 7 – номера обр. в табл. 1.2

**Fig. 1.3.** Structural-geological scheme of Izbnya Luda Island (Volodichev et al., 2005; Travin et al., 2005; Travin & Kozlova, 2009).

1 – Quaternary rocks; 2 – basic rock dykes (a – of uncertain origin, b – of a lherzolite-gabbro complex (ca. 2.4 Ga), c – of a coronitic gabbro complex (2.12 Ga)); 3 – banded gneiss-granites of the Western and Eastern domains; 4 – brecciform-textured gneiss-granites of the Central domain; 5 – bands formed of tectonic melange fragments (a – amphibolite and eclogite bands, b – amphibolite and orthopyroxenite bands); 6 – mode of occurrence of banding.

**Пункт 1** (рис. 1.3). В составе обломочного компонента архейского эклогитсодержащего микстита на острове преобладают в различной степени преобразованные эклогиты, метаморфизованные Fe-толеитовые габбро и метапироксениты. Измененные эклогиты в виде серии или отдельных обломков обнажаются в центральной части южного побережья острова, к ЮВ от избы, в 8–10 м от контакта раннепротерозойской дайки габброноритов и между избыю и амбаром. В наиболее сохранившемся варианте (табл. 1.2, ан. 1) омфациит эклогита при ретроградном преобразовании на стадии, получившей название «медленной» декомпрессии (Володичев и др., 2004), приобретает зональность с понижением содержания  $\text{Omp}_{31}^{\text{II}} \rightarrow \text{Omp}_{22}^{\text{K}}$ , сопровождающимся выделением цепочечных агрегатов мелких зерен плагиоклаза на границах зерен омфациита в соответствии с реакцией  $\text{Omp}_{31} \rightarrow \text{Omp}_{22} + \text{Pl}_{18}$ . В гранате ретроградная зональность выражается изменением состава  $\text{Grt}_{28}^{\text{II}} \rightarrow \text{Grt}_{25-27}^{\text{K}}$ . В  $\text{Grt}_{28}^{\text{II}}$  отмечаются включения  $\text{Omp}_{30}$ , а в  $\text{Grt}_{25}^{\text{K}}$  – включения  $\text{Di}_7$  и  $\text{Pl}_{21}$ . Амфибол – паргаситовая роговая обманка – в основном развивается позднее, обычно вместе с новой генерацией плагиоклаза (21% An) и ярко-коричневым биотитом. P-T условия стадии эклогитизации оцениваются параметрами  $T=800\text{--}810\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=15\text{ кбар}$  и стадий ретроградного преобразования, соответственно:  $T=780\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=13.5\text{ кбар}$ ;  $T=730\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=10.3\text{ кбар}$  и  $T=710\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=8.2\text{ кбар}$ .

В дайке палеопротерозойских (2.4 млрд лет) габброноритов (табл. 1.2, ан. 2) отмечается мозаичное проявление процессов эклогитизации, в некоторых случаях достаточно интенсивное. Показателен в этом отноше-



нии участок в пределах «южной» дайки, расположенный севернее избы. Здесь наблюдаются постепенные переходы от коронарной стадии эклогитизации, сохраняющей участки плагиоклазового состава, к полному преобразованию габброноритов в среднезернистые гранат-ортопироксен-клинопироксеновые эклогиты, содержащие как омфациит, так и тонкие симплектитовые срастания клинопироксена с плагиоклазом. В зоне контакта породы амфиболитизированы.  $Ar/Ar$  возраст этих амфиболитов по габбронориту –  $1917 \pm 14$  млн лет (Докукина и др., 2010).

Таблица 1.2. Химический состав пород о. Избная Луда

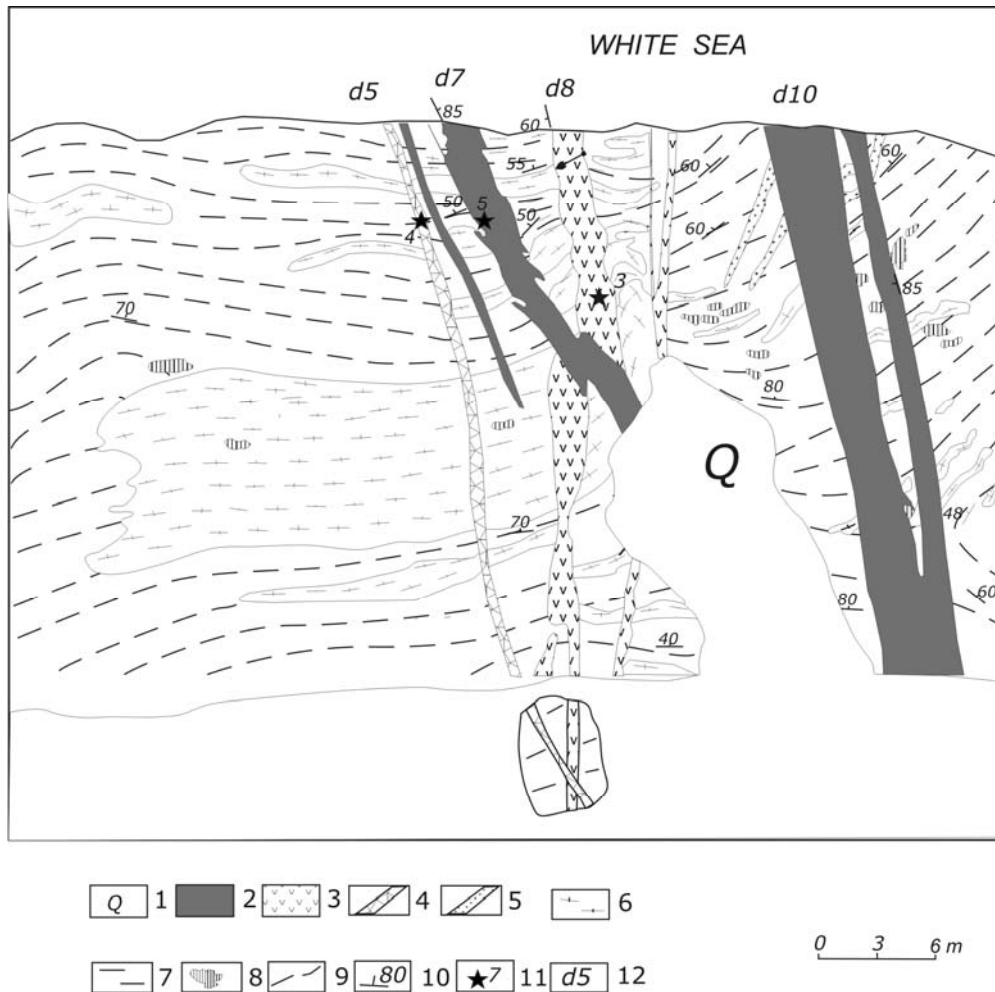
Table 1.2. Chemical composition of rocks from Izbnaya Luda Island

No	1	2	3	4	5	6	7	8
Sample	B-6-2	Э-2918-10	IZ-M3/1	IZ-M2-1	IZ-F1	C-2391-10	C-2391-7	C-2391-3
SiO <sub>2</sub>	48.70	50.03	51.31	50.52	49.14	48.36	50.61	53.18
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.62	0.89	0.60	2.18	2.45	0.57	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.78	11.84	7.06	11.50	14.05	15.43	10.82	3.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.48	2.39	2.72	1.02	4.62	2.83	0.66	1.40
FeO	7.30	9.48	10.70	9.47	11.68	12.21	10.11	13.05
MnO	0.18	0.20	0.18	0.15	0.25	0.15	0.28	0.409
MgO	8.84	13.59	15.72	16.65	5.76	6.45	16.87	22.83
CaO	11.44	9.90	7.47	7.74	8.58	8.15	7.83	1.54
Na <sub>2</sub> O	3.02	1.63	3.02	1.74	2.45	2.76	1.72	0.25
K <sub>2</sub> O	0.52	0.32	0.79	0.49	0.76	0.76	0.53	1.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	–	0.14	0.12	0.53	0.45	–	–
H <sub>2</sub> O	0.12	0.16	0.07	0.17	0.12	0.15	0.18	0.14
ппп	0.81	1.16	1.32	1.99	1.19	0.73	1.17	2.23
Loi								
Cr	428	–	1737	2863	211	173	1587	1984
Ni	62	–	1701	1143	164	–	563	924
Co	51	–	94	81	58	–	–	103
V	271	–	131	201	352	249	214	112
Cu	5	–	210	76	105	–	–	8
Ba	52	–	187	239	350	–	–	–
Sr	89	–	331	220	262	–	–	–
Ta	0.91	–	0.51	0.17	1.26	0.89	–	–
Nb	1.5	–	9.5	2.6	16.5	11.1	–	–
Hf	0.55	–	2.08	1.62	4.63	–	–	–
Zr	13	–	79	55	136	–	–	–
Y	17	–	11	14	51	–	–	–
La	1.86	–	16.21	8.99	25.84	23.00	–	–
Ce	5.56	–	38.25	19.70	62.83	56.00	–	–
Pr	0.88	–	4.92	2.45	8.45	7.20	–	–
Nd	4.67	–	17.85	10.16	36.86	31.00	–	–
Sm	1.62	–	3.60	2.38	8.54	6.80	–	–
Eu	0.63	–	0.95	0.76	2.58	1.50	–	–
Gd	2.06	–	2.85	2.42	9.15	6.60	–	–
Tb	0.38	–	0.38	0.38	1.59	0.74	–	–
Dy	2.65	–	2.02	2.30	9.66	6.20	–	–
Ho	0.60	–	0.42	0.47	1.98	0.90	–	–
Er	1.69	–	1.07	1.26	5.35	3.10	–	–
Tm	0.26	–	0.15	0.18	0.80	0.38	–	–
Yb	1.66	–	0.89	1.07	4.93	2.90	–	–
Lu	0.25	–	0.13	0.15	0.71	0.34	–	–

Примечание: 1 – эклогит; 2 – габбронорит; 3, 4 – габбронориты ранней (3) и поздней (4) фаз; 5 – коронитовое габбро; 6 – Fe-толеитовое габбро; 7 – оливиновый габбронорит; 8 – пироксенит.

Note: 1 – eclogite; 2 – gabbronorite; 3, 4 – gabbronorites phase 1 (3) and phase 2 (4); 5 – coronitic gabbro; 6 – Fe-tholeiitic gabbro; 7 – olivine gabbronorite; 8 – pyroxenites.

**Пункт 2** (рис. 1.3 и 1.4). Расположен в западной части острова и дает представление о морфологии и возрастных соотношениях даек комплекса лерцолитов-габброноритов (КЛГН) и комплекса коронитовых габбро (ККГ). Из 12 выявленных в Центральном домене (ЦД) даек 10 относятся к КЛГН и 2 – к ККГ. Дайки отличаются хорошей сохранностью и обладают главными морфологическими особенностями интрузивов этого типа.



**Рис. 1.4.** Схема геологического строения в пункте 2 (Степанов, 1990) с дополнениями

1 – четвертичные отложения; 2 – коронитовое габбро; 3 – оливиновый меланогаббронорит (главная фаза КЛГН); 4 – оливиновый меланогаббронорит (1 фаза КЛГН); 5 – микроклиновый гранит; 6 – микроклиновый гнейсогранит; 7 – плаггиогнейсогранит и гнейсотоналит; 8 – гранат-клинопироксеновый амфиболит; 9 – границы пород; 10 – элементы залегания; 11 – места отбора образцов; 12 – номер даек

**Fig. 1.4.** Geological scheme of stop 2 (Stop 2)

1 – Quaternary rocks; 2 – coronitic gabbro; 3 – olivine melanogabbro (main phase of LGNC); 4 – olivine melanogabbro (first phase of LGNC); 5 – microcline granites; 6 – microcline gneiss-granites; 7 – plagiogneiss-granites and gneiss-tonalites; 8 – garnet-clinopyroxene amphibolites; 9 – rock boundaries; 10 – mode of occurrence; 11 – sampling sites; 12 – dyke numbers

Дайки КЛГН представлены двумя генерациями, по-видимому, отвечающими двум фазам становления КЛГН. Ранняя фаза представлена дайкой 8 (табл. 1.2, ан. 3), поздняя – дайкой 5 (табл. 1.2, ан. 4). Установлено пересечение дайки 8 дайкой 5. Петрографическое различие между породами даек ранней и главной фазы КЛГН довольно отчетливо. В породах ранней фазы установлена оливин-пироксеновая ассоциация с резким преобладанием Срх над Орх. Срх представлен резорбированными фенокристаллами. Последовательность кристаллизации – ОI → Срх. Первичный Pl не сохранился. Метаморфические минералы представлены Орх, Оmp<sub>34-35</sub>, Амр с высоким содержанием Na<sub>2</sub>O (до 5%), достигающим состава магнезиотарамита. Амр образует самостоятельные зерна и симплектиты с Pl<sub>8-13</sub>. Гранаты в этом процессе не образуются. Породы главной фазы имеют типичный для КЛГН облик. Ранними фазами их являются ОI и Орх, вместе с тем в них шире, чем обычно, представлена вторичная Срх+Grt±Орх ассоциация, отражающая эклогитовую направленность постмагматических преобразований. Относительно поздним процессом является амфиболизация, проявленная в большей степени на границах тел.

Петрохимически между породами 1-й и 2-й фазы КЛГН устанавливаются черты как сходства, так и черты различия (табл. 1.2, ан. 3, 4). Общими для них являются высокие магнезиальность и хромистость, сочетающиеся с повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  и низкой титанистостью. Вместе с тем породы ранней фазы содержат меньше Al, при примерно таком же Ca, Mg и несколько большем Fe. Характерна некоторая обогащенность 1 фазы относительно главной Ni, Co, Ti, Cu, Sr, Zr, Nb, В и обедненность V, Zn, Pb, Ba, Y, Li, Sc. Отношение  $\text{Zr/Y}=7.5$  и  $3.9$  соответственно для 1-й и 2-й фазы; породы 1-й фазы заметно обогащены ЛРЗЭ и обеднены ТРЗЭ,  $(\text{Ce/Yb})_{\text{нч}}=11.1$  и  $6.2$  соответственно (рис. 1.4). Таким образом, различия между породами первой и главной фазой вполне ощутимы. Эти данные находят подтверждение в информации, полученной как в пределах Гридинского дайкового поля, так и за его пределами.

**Коронитовые габбро в ЦД** представлены дайками 7 и 10 (рис. 1.4). Они имеют СЗ, близкую к субмеридиональной ориентировку. Мощность наиболее крупной из них до 4 м. Для них характерна идеальная дайковая форма и типичные интрузивные контакты. Установлено пересечение дайкой 7 дайки 8 – ранней фазы КЛГН. Для этих пород типична ассоциация  $\text{Grt}_{22}^{18} + \text{Cpx}_9 + \text{Pl}_{22} + \text{Hbl}$ , Bt, Qz, Ti-Mgt, что позволяет сделать следующие оценки –  $T=660\text{--}670$  °C,  $P=8.6\text{--}8.7$  кбар, которые соответствуют амфиболитовой фации. Для пород характерны коронитовые структуры с реликтами габбровой. По химическим составам они определяются как меланобазиты (табл. 1.2, ан. 5) при  $\text{Ti/Zr}=85\text{--}105$  и  $\text{Zr/Y}=2.7\text{--}3.1$ , распределение РЗЭ слабо дифференцировано  $\text{Ce/Yb}=3.3$ . По этим и другим параметрам данные образования аналогичны типичным породам комплекса коронитовых габбро БПП, для которых определены прямые геологические соотношения с породами главной фазы КЛГН (Степанов, 1981; Степанов, Слабунов, 1989) и изотопный возраст 2.12 млрд лет (Степанова и др., 2003).

**Пункт 3** (рис. 1.3). Дайки Fe-толеитовых метагаббро, наблюдаемые в центральной части северного побережья острова, блокированные и инъецированные лейкократовыми средне- и крупнозернистыми гранитами, очевидно, являются более молодыми образованиями относительно мигматизированного эклогитсодержащего комплекса тектонического меланжа. Они полностью метаморфизованы и представляют собой крупнозернистые гранат-клинопироксеновые амфиболиты с крупными кристаллами пойкилобластического граната и амфибола – буровато-зеленой паргаситовой роговой обманки и более мелкими выделениями плагиоклаза, клинопироксена, ярко-коричневого биотита и рудного минерала. По петрогеохимическим характеристикам (табл. 1.2, ан. 6), это типичное Fe-толеитовое габбро. По возрасту оно, возможно, сопоставимо с метаморфизованным (с реликтами эклогитов) Fe-габбро района с. Гридино (объект 4), хотя отличается большей титанистостью. U-Pb возраст ранних цирконов из вмещающей дайку биотитовых гнейсов оценивается в  $2771 \pm 18$  млн лет, а поздних, метаморфогенных –  $2000 \pm 10$  млн лет (Докукина и др., 2010).

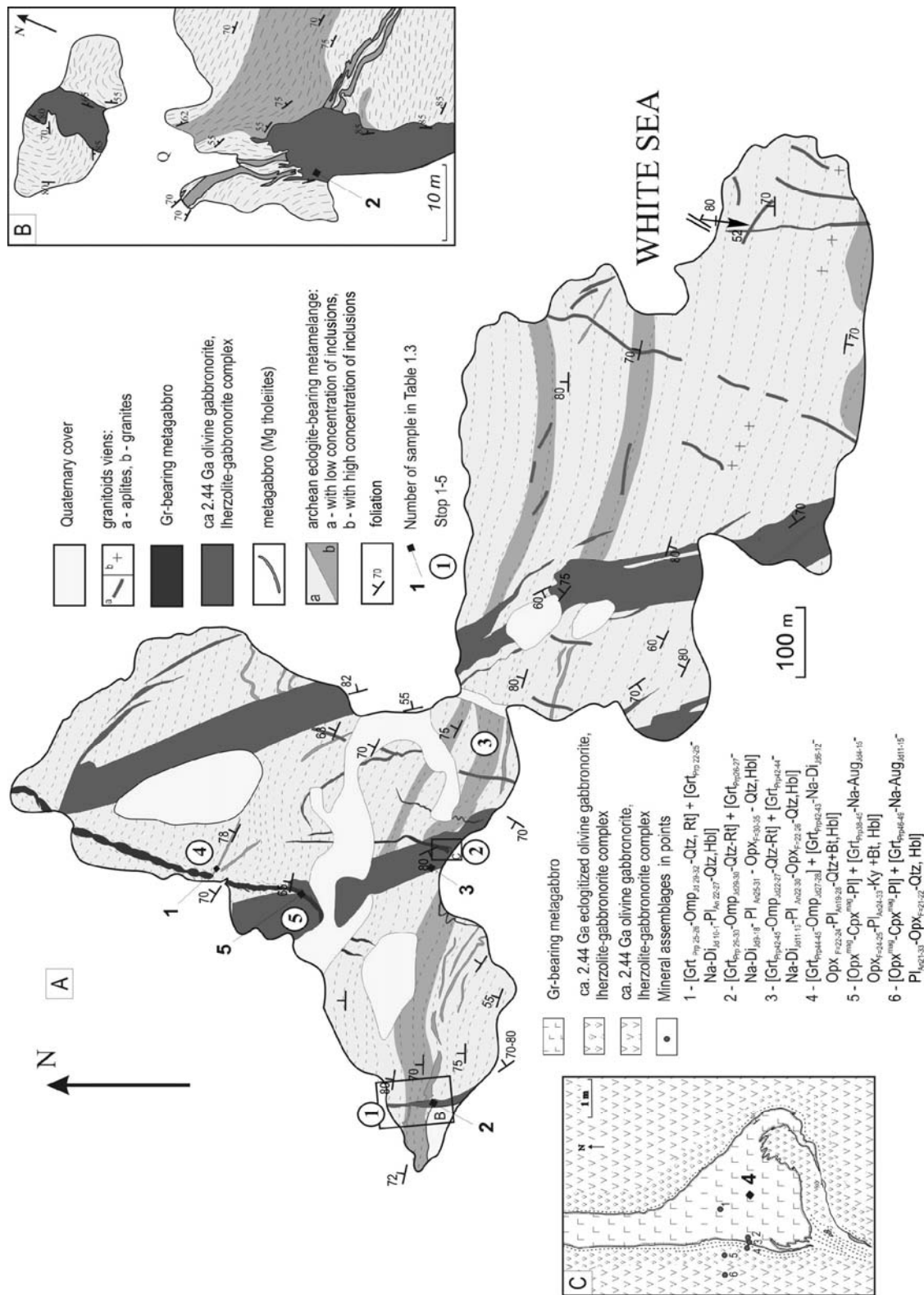
**Пункт 4.** Северный берег острова, Восточный домен. Дайка палеопротерозойских оливиновых габбро-норитов (рис. 1.3; табл. 1.2, ан. 7).

В северной части дайки на небольшом по площади центральном участке наблюдаются мелко- и среднезернистые эклогиты с массивной и гнейсовидной текстурой. Последние контролируются мало-мощной внутридайковой тектонической зоной. Эклогиты этих разновидностей имеют одинаковый состав  $\text{Grt}_{12-13}^{47-54} - \text{Omp}_{25-26} - \text{Orx}$  ( $T=755\text{--}775$  °C,  $P=13.2\text{--}13.5$  кбар). Присутствующий в породах в количестве до 10–15% амфибол является, вероятно, вторичным минералом, связанным с широко проявленной амфиболизацией габброноритов и эклогитов с образованием мощной зоны амфиболитов с системой турмалинсодержащих карбонатных жил субширотного простирания.

**Пункт 5** (рис. 1.3). Субмеридиональная зона микстита мощностью около 6 м, насыщенная обломками ортопироксена. Обломочный материал представлен изометричными, слабо угловатыми фрагментами ортопироксена, варьирующими по размерам от 2–4 до 50–60 см в поперечнике. Распределение их в зоне неравномерное: выделяются полосы, в которых доля обломков достигает 40–60% породы; они чередуются с полосами, в которых преобладает гнейсовидный лейкократовый матрикс, содержащий редкие обломки. Матрикс имеет плагиогнейсогранитный состав. В нем неравномерно распределены темноцветные минералы, подчеркивающие его полосчатую текстуру. Ортопироксениты сложены крупными кристаллами ортопироксена, частично замещенного бледно-зеленым амфиболом. В породе обычно присутствует некоторое, иногда значительное, количество биотита. По петрографическому облику и химизму (табл. 1.2, ан. 8) эти ортопироксениты имеют сходство с ортопироксенитами из гипербазитовых тел БПП. Следует отметить, что в составе микстита известны также обломки метаперидотитов (на о. Воротная Луда).

## Второй день

**Объект 3 – о. Воротная Луда** (рис. 1.1, 1.5). Остров расположен в пределах Гридинского дайкового поля (ГДП), характерной особенностью которого является высокая насыщенность мафическими дайками. Палеопротерозойские дайки в пределах ГДП имеют секущие соотношения с образованиями Гридинского эклогитсодержащего комплекса.



**Рис. 1.5.** Геологическая схема о. Воронья Луда (А) по: В.С. Степанов, А.В. Степанова (2006) с дополнениями О.И. Володичева и А.В. Степановой. На врезках: В – детальный план, пункт 1, С – детальный план, пункт 2

**Fig. 1.5.** Geological scheme of the Vorontz Luda Island (A) by V.S. Stepanov and A.V. Stepanova (2006) in addition by O.I. Volodichev and A.V. Stepanova; В – sketch-map of Stop 1 area; С – sketch-map of Stop 2 area

В результате работ последних лет было установлено, что в пределах ГДП обнажаются дайки шести групп, выделенных на основании комплекса геологических, минералого-петрологических и геохимических данных. В пределах о. Воротная Луда обнажаются мафические дайки трех групп: ранние Mg-толеиты, оливинные габбронориты и поздние толеиты.

Наиболее древними среди образований ГДП являются дайки ранних Mg-толеитов (дайки I возрастной группы). Они сложно деформированы в условиях пластического течения пород рамы и редко сохраняют первичную дайковую морфологию. Ранние Mg-толеиты формируют рой субширотного простирания и прослеживаются от западного окончания в центральную часть о. Воротная Луда. Для них характерна значительная протяженность и невыдержанность тел по мощности, которая обычно не превышает 1 м. Контакты тел резкие секущие. Характерно наличие апофиз и разветвлений, в ряде случаев образуются складкообразные формы. Порода ранних даек претерпели глубокие изменения, в процессе которых в значительной степени утратили первичные структурный и минеральный составы. Магматические минералы в ранних Mg-толеитах не установлены. Характерная для наименее деформированных даек ассоциация  $\text{Cr}_{9-13} + \text{Pl}_{15-16} \pm \text{Gr}_{13-14}^{21-22} \pm \text{Or}_{44-46} + \text{Hbl}$ , что позволяет оценить параметры метаморфизма пород как высокобарическую гранулитовую фацию ( $T=720-730^\circ\text{C}$  и  $P=10-11$  кбар). Судя по реликтам габбровой и друзитовой структур в составе первичных пород существенную роль играл плагиоклаз и присутствовал оливин.

Химизм ранних Mg-толеитов достаточно выдержан в пределах ГДП и иллюстрируется представительным анализом в табл. 1.3 (ан. 1). Метагаббро определяются как породы толеитовой серии нормального ряда со смешанной Ti-Cr геохимической специализацией и дифференцированным распределением REE с обогащением LREE.

Наиболее широко распространенными в пределах ГДП являются дайки оливинных габброноритов. Они относятся к комплексу лерцолитов-габброноритов (Степанов, 1981) возраста ~2.4 млрд лет (Слабунов и др., 2011) и формируют в пределах ГДП рой северо-западного простирания. Мощность даек варьирует от нескольких сантиметров до 100 м. Характерной петрографической особенностью пород является широкая распространенность  $\text{Or}_{44-46}$ - $\text{Cr}_{9-13}$  ассоциаций в коронитовых структурах.

В пределах о. Воротная Луда находятся три относительно крупные (мощность более 50 м) и ряд мелких даек оливинных габброноритов, прослеживающихся в СЗ направлении через весь остров и имеющих продолжение за его пределами. Контакты даек крутые, вертикальные или близкие к ним, типично интрузивные: секущие с хорошо выраженными зонами закалки, многочисленными апофизами и ксенолитами вмещающих пород. Внутреннее строение даек простое, дифференциация проявлена слабо: в небольших вариациях в химическом составе пород и в появлении мелких габбропегматитовых шпир. Габбронориты в значительной степени сохранили первичный минеральный парагенезис  $\text{Or}_{44-46} + \text{Cr}_{9-13} + \text{Pl} \pm \text{Ol}$  и магматические гипидиоморфнозернистые структуры.

Исходный магматический расплав, вероятно, близкий к составу закаленных пород дайки (табл. 1.3, ан. 2, 3) кристаллизовался в поле стабильности  $\text{Ol}-\text{Pl}$  ассоциации ( $P < 8$  кбар). Позднее в условиях повысившегося давления ( $P > 8$  кбар) сформировались двупироксеновые друзитовые (коронитовые) структуры. Образование их определено тотальной реализацией в породах комплекса биметасоматической реакции между  $\text{Ol}$  и  $\text{Pl}$ . Дальнейшие преобразования структуры и минерального состава габброноритов проявлены локально в тектонических и контактовых зонах. С этим этапом связано образование  $\text{Grt}-\text{Cr}_{9-13}$  кайм коронитовых структур, которые формировались в широком интервале  $P$  и  $T$  и, судя по составам минералов, достигали эклогитовой фации.  $\text{Grt}-\text{Cr}_{9-13}$  ассоциация с высоким содержанием жадеитового минала в  $\text{Cr}_{9-13}$  установлена в метаморфизованных габброноритах на контактах с секущими их дайками коронитовых габбро. Амфиболизация – обычно наиболее поздний процесс, широко распространенный в породах комплекса. На о. Воротная Луда амфиболизация проявлена, по-видимому, на двух временных уровнях. Более ранняя, наблюдаемая в виде узкой (2–3 см) полоски в эндоконтактах даек, вероятно, близка ко времени становления даек. По химизму габбронориты даек характеризуются высокой магнезиальностью ( $\text{mg}\# = 0.7$ ), высоким содержанием Cr ( $> 900$  ppm), повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$ , дифференцированным распределением REE.

Дайки толеитового состава более молодые, чем дайки оливинных габброноритов, формируют рой северо-восточного простирания. Слагающие их породы не сохраняют первичных минералов и структур и сложены  $\text{Grt}$ ,  $\text{Cr}_{9-13}$  и  $\text{Pl}$ . По особенностям химизма (табл. 1.3, ан. 4, 5) породы этой группы определяются как толеиты, близкие по характеру распределения несовместимых элементов к базальтам N-MORB.

Тела их достаточно выдержаны по простиранию и четко секут полосчатость вмещающих пород. Вместе с тем в зоне экзоконтакта мощностью до 20–30 см ранние структурные элементы гнейсогранитов полностью утрачены, а вновь образованные четко согласованы с конфигурацией контактов дайки и резко несогласны с ранней полосчатостью пород рамы.

**Таблица 1.3.** Химический состав палеопротерозойских габброидов и эклогитизированных габбро о. Воротная Луда (1–5) и района с. Гридино (6–9)

**Table 1.3.** Paleoproterozoic gabbroids and eclogitized gabbroids from the Vorotnaya Luda Island (1–5) and Gridino area (6–9)

No	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sample	C-2407-41	C-2407-3	C-2407-20	B-204	C-2407-64	B-16/65	B-16/66	B-16/67	B-35
SiO <sub>2</sub>	50.44	51.02	50.50	49.25	48.83	48.10	49.40	48.70	48.08
TiO <sub>2</sub>	1.08	0.60	0.73	0.96	0.99	0.57	0.62	0.53	1.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.39	10.56	11.60	14.15	14.66	8.82	10.10	12.00	14.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.54	3.26	1.20	2.13	3.40	1.10	1.70	2.46	3.30
FeO	10.49	8.76	9.33	10.87	9.76	9.40	8.85	7.80	11.25
MnO	0.18	0.18	0.24	0.23	0.22	0.19	0.19	0.17	0.23
MgO	9.83	14.48	13.66	7.47	7.32	20.90	17.70	15.30	7.22
CaO	9.25	8.00	8.40	11.23	11.02	8.22	8.80	8.98	9.53
Na <sub>2</sub> O	2.95	1.68	2.00	2.09	1.96	1.20	1.46	1.85	2.22
K <sub>2</sub> O	0.79	0.51	0.61	0.08	0.03	0.32	0.35	0.44	0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.08	0.17	0.12	0.09	0.07	0.07	0.08	0.18
H <sub>2</sub> O	0.15	0.17	0.16	0.16	0.05	0.07	0.02	0.31	0.13
ппп Loi	1.43	0.75	1.04	1.23	1.14	0.93	0.76	1.00	1.09
Cr	404	1813	810	151	96	3913	–	1862	170
Ni	423	521	213	126	164	1627	–	850	217
Co	87	102	–	79	59	101	–	69	62
V	140	224	–	358	179	203	–	195	348
Rb	19	16	–	1.75	0	9	–	10	14
Cs	3.76	0	–	0.02	0.01	0.15	–	0.26	0.28
Ba	234	183	–	19.47	7	108	–	181	202
Sr	368	145	–	64.95	53	116	–	220	124
Ta	0.78	0.03	–	0.12	0.2	0.17	–	0.18	0.43
Nb	10.7	3	–	1.53	4.7	2.7	7	2.4	6.5
Hf	2.8	0	–	0.63	0.71	1.02	–	1.27	1.91
Zr	110	67	–	13.00	23	38	69	49	70
Y	17	13	–	19.80	21	12	28	15	34
Th	2.33	1.4	–	0.90	0.5	1	–	0.99	1.37
La	20.39	5.2	–	2.40	15.17	5.64	–	4.61	9
Ce	44.19	12	–	7.10	14.88	13.12	–	11.32	21.87
Pr	6.09	1.55	–	1.15	14.62	1.71	–	1.59	2.96
Nd	25.27	8	–	6.14	13.96	7.22	–	7.27	13.78
Sm	5.53	1.95	–	2.19	13.44	1.67	–	1.8	3.54
Eu	1.38	0.5	–	0.84	10.75	0.51	–	0.62	1.09
Gd	4.37	2.05	–	2.94	11.89	1.73	–	1.9	4.05
Tb	0.63	0.27	–	0.57	11.8	0.29	–	0.32	0.72
Dy	3.48	2.3	–	3.69	12.85	1.91	–	1.98	4.99
Ho	0.71	0.34	–	0.77	13.71	0.43	–	0.43	1.11
Er	1.85	1.25	–	2.33	14.93	1.21	–	1.2	3.35
Tm	0.27	0.14	–	0.33	15.2	0.17	–	0.18	0.52
Yb	1.69	1.18	–	2.25	15.2	1.14	–	1.1	3.27
Lu	0.25	0.15	–	0.32	15.17	0.18	–	0.16	0.49

Примечание. 1 – ранние Mg-толеиты; 2, 3 – оливиновые габбронориты; 4, 5 – толеитовые дайки; 6–8 – эклогитизированные габбронориты; 9 – эклогитизированное Fe-толеитовое габбро

Note: 1 – early Mg-tholeiites; 2, 3 – olivine gabbronorites; 4, 5 – tholeiitic dyke; 6–8 – eclogitized gabbronorites; 9 – eclogitized Fe-tholeiitic gabbro

В петрографическом плане метагаббро представляют собой гранат-плагиоклаз-клинопироксеновые (высокобарическая гранулитовая фация) и гранат-клинопироксеновые (эклогитовая фация) породы. В последних установлен парагенезис  $\text{Grt}_{25-26} - \text{Omp}_{29-32} \pm \text{Qz}$ ,  $\text{Rt}$  (табл. 1.3, ан. 4), ( $T=750-790^\circ\text{C}$  и  $P=14.8-15$  кбар) и проявления ретроградного метаморфизма ( $\text{Grt}_{21-23} - \text{Spr}_{10-19} - \text{Pl}_{20-40} \pm \text{Hbl}$ ). Для омфацитов характерными являются ориентированные ламеллы кварца, которые обычно рассматриваются в качестве индикатора UHP метаморфизма. Однако в данном случае ламеллы в омфацитах представлены не только кварцем, но и амфиболом, что свидетельствует, вероятно, об их происхождении при ретроградном метаморфизме в соответствии с реакцией  $\text{Omp} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amp} + \text{Qz}$ .

В контактовой части даек выделяются зоны, обогащенные гранатом (рис. 1.5 С, т. 2) и клинопироксеном – омфацитом (рис. 1.5 С, т. 3). Ретроградные преобразования в них проявлены более интенсивно, и особенно во внешней зоне, где развиты связанные с деформациями процессы биотитизации и амфиболизации. Вмещающие породы (рис. 1.5 С, т. 5, 6) представлены габброноритами с друзитовыми структурами, отражающими слабую степень их эклогитизации на данном участке.



Химический состав этих пород иллюстрируется представительными анализами (табл. 1.3, ан. 4, 5). Для них характерны невысокие содержания Ti и  $mg\# = 0.52 - 0.53$ . По характеру распределения рассеянных элементов наиболее близкими аналогами коронитовых габбро о. Воротная Луда являются базальты N-MORB.

**Пункт 1.** Расположен в западной части острова (рис. 1.5 А, В). Данный объект характеризует геологические взаимоотношения между дайкой оливинового меланогаббронорита и дайками ранних Mg-толеитов. Габбронориты представлены здесь небольшой дайкой, ориентированной в СЗ направлении. Дайка имеет секущие закаленные контакты с вмещающими породами и пересекает дайки симплектитовых метагаббро (рис. 1.5 В). Пересекающиеся дайки различаются по ориентировке и вещественному составу пород. Геологические взаимоотношения их определяются однозначно: габброноритовые дайки моложе даек метагаббро.

На пути от пункта 1 к пункту 2 демонстрируются морфология даек метагаббро, комплекс меланжа с разной степенью насыщения обломочным материалом и различной интенсивностью проявления наложенных деформаций, а также одна из даек толеитового состава. Морфология последней существенно различна в южной и северной частях, что хорошо коррелирует с составом вмещающих ее пород. В гнейсогранитах дайка прямолинейна, а в зоне, насыщенной обломочным материалом, деформирована. Эта картина характерна и для других даек этой группы.

**Пункт 2.** Находится вблизи западного контакта дайки оливинового меланогаббронорита (рис. 1.5 А). Здесь также демонстрируется секущий характер контакта дайки поздних толеитов с дайкой оливиновых габброноритов (рис. 1.5 С).

**Пункт 3.** Расположен в центральной части острова (рис. 1.5 А). Здесь демонстрируются морфологические особенности даек ранних Mg-толеитов и характер их соотношения с вмещающими породами Гридинского эколгитсодержащего комплекса.

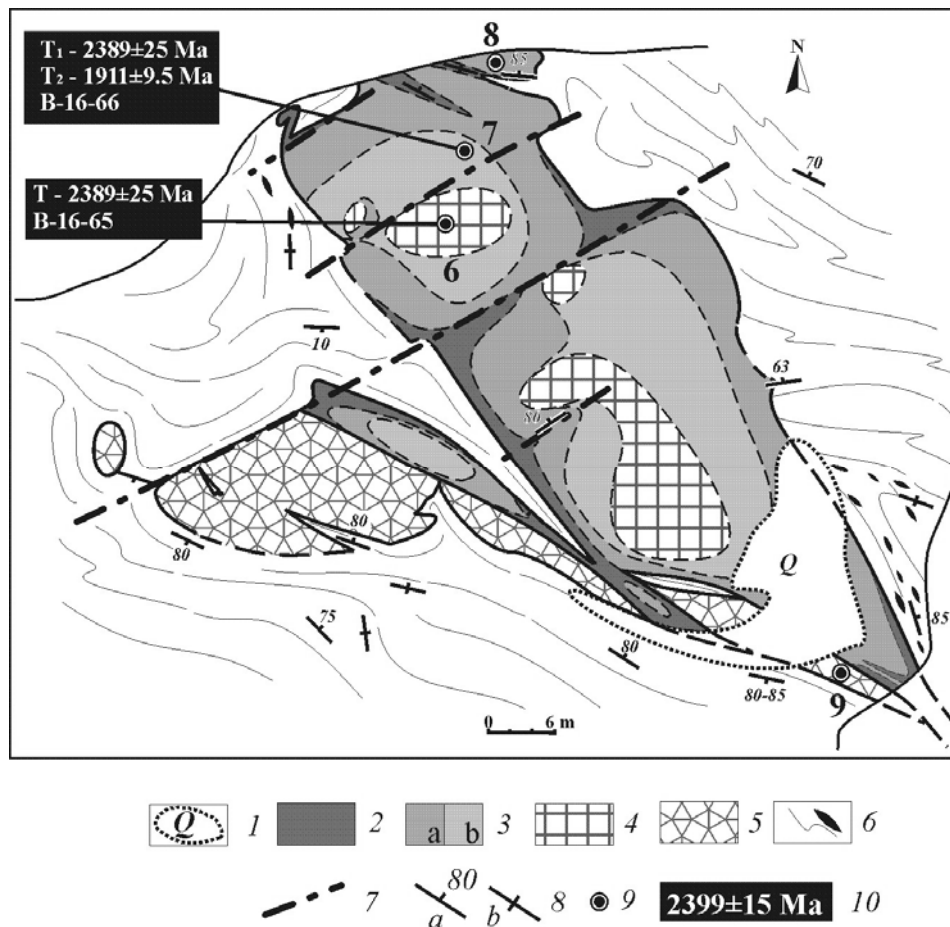
**Пункт 4.** Находится в северо-западной части острова (рис. 1.5 А). Здесь демонстрируется дайка поздних толеитов и характер ее соотношений с вмещающими породами и ранними дайками Mg-толеитов.

**Пункт 5.** Расположен в месте пересечения рассмотренной габброноритовой дайки с дайкой толеитового состава (рис. 1.5 А). Это пересечение наряду с рассмотренными ранее (рис. 1.5 С, пункт 2) однозначно определяет дайку толеитового состава как более молодые образования по отношению к дайкам габброноритов. Дайка толеитового состава, достигающая по мощности 2–3 м, прослежена в СВ направлении на расстояние более 400 м и уходит за пределы острова, а в его южной части она распадается на ряд линзовидных тел, разделенных значительными промежутками. Дайка деформирована, с чем связан волнистый характер ее контактов и наличие многочисленных пережимов межбуждинного облика.

**Объект 4 – р-н с. Гридино (рис. 1.6).** На восточной окраине села **неоархейский** эколгитсодержащий метамеланж сечется палеопротерозойскими телами эколгитизированных габброидов и дайками эколгитизированных габброноритов.

**Пункт 1.** Дайка эколгитизированных оливиновых габброноритов на материковом мысу (рис. 1.6). Центральную часть дайки составляют коронитовые эколгитизированные габбронориты (табл. 1.3, ан. 6) – среднезернистые породы с наибольшей сохранностью минерального состава и структурно-текстурных особенностей протолита (зона 1). Они состоят из магматических кумулусных минералов: оливинов, ортопироксенов и клинопироксенов и полностью метаморфизованных интеркумуляусных ингридиентов, представленных вместе с тонкими омфацитовыми каймами орто- и клинопироксенов эколгитовыми ассоциациями  $Grt_{48-49} - Omp_{30-41}$ ,  $Grt_{48-51} - Omp_{38-48} \pm Crn$ ,  $Ky$ , образовавшимися в интервале  $T = 765 - 930$  °C и  $P = 15 - 19$  кбар. Внутренние зоны могут быть представлены ассоциациями  $Omp_{57} - Pl_{16-19} - Crn$ ,  $Pl_{40} - Ed - Spl$ ,  $Spr$ .

Клинопироксен в кумулусе габбронорита представлен диопсидом (хром-диопсидом с нехарактерным для магматических образований содержанием жадеита: от 12% (центр зерна) до 26% (край)). Этот клинопироксен содержит многочисленные вросстки ортопироксена – энстатита и многочисленные субориентированные ламеллиевые вросстки амфибола – эденитовой роговой обманки, которые не наблюдаются в кайме этого кристалла, сложенной омфацитом с содержанием Jd до 41%. Близкая картина наблюдается в кристалле преобразованного ортопироксена, центральная неизменная часть которого содержит многочисленные очень мелкие субориентированные вросстки шпинели (хромита) и срастания с более крупными выделениями клинопироксена, близкого к омфациту состава (19% Jd). Далее по ортопироксену развивается диопсид с содержанием Jd 17%, с включениями или реликтами ортопироксена и, как в ранее описанном кристалле, с многочисленными субориентированными удлиненными линзочками-ламеллами, в данном случае паргаситовой роговой обманки, отсутствующей в крайней омфацитовой кайме. В совокупности приведенные данные позволяют предполагать, что уже на субсолидусной стадии процесс кристаллизации габброноритов происходил в прогрессирующих высокобарических условиях с участием флюидов (амфиболовые ламеллы) с последующей метаморфической стадией эколгитизации породы.



**Рис. 1.6.** Геологическая схема эцлогитизированной дайки лерцолит-габброноритового комплекса (2.4 млрд лет) на восточной окраине с. Гридино. Составлена О.С. Сибелевым и О.И. Володичевым

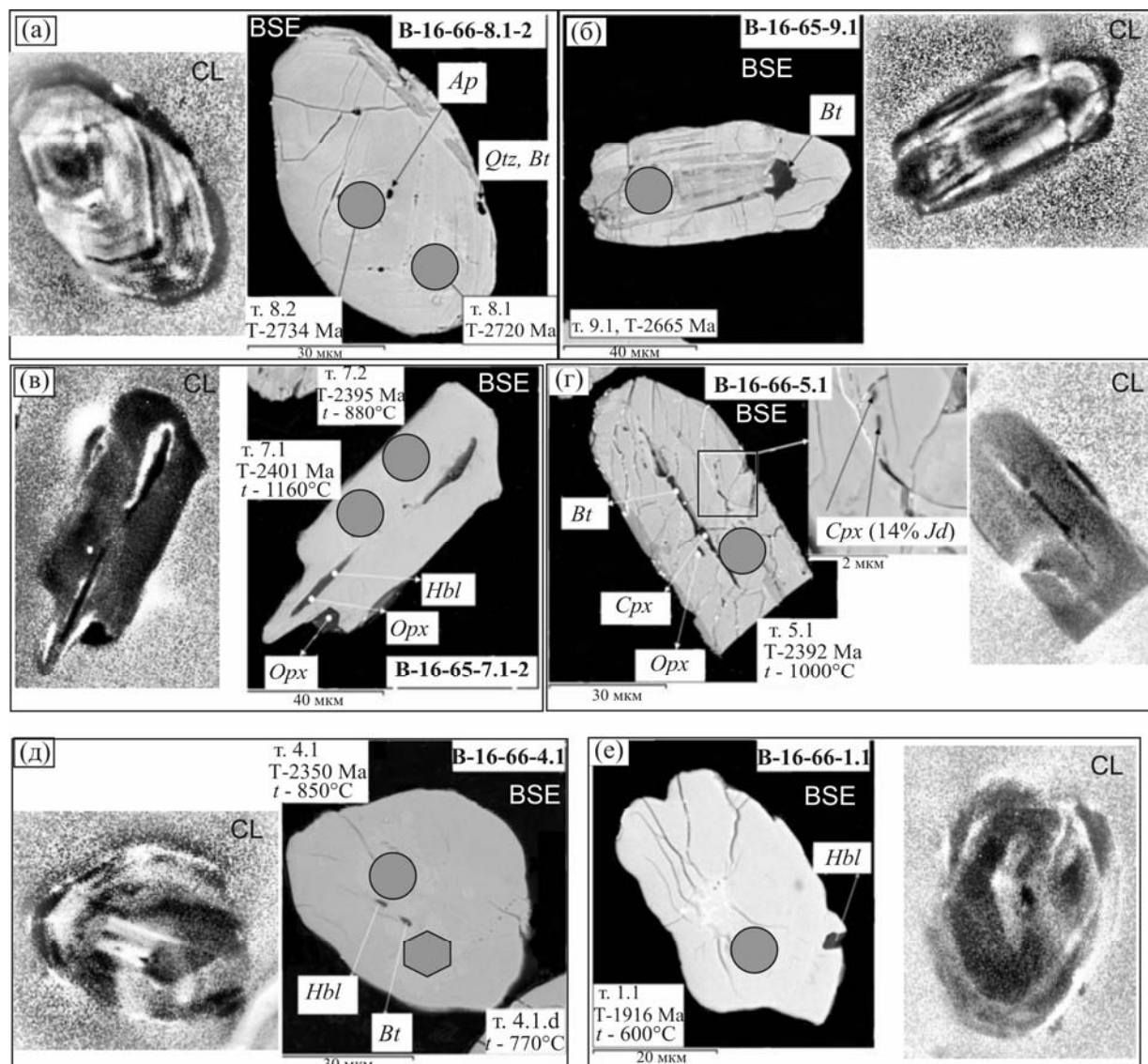
1 – четвертичные отложения; 2 – амфиболиты; 3 – средне- (а) и мелкозернистые (b) эцлогиты с Орх и Срх порфирокластами; 4 – коронитовые эцлогитизированные габбронориты; 5 – амфиболиты и симплектитовые эцлогиты по Fe-толеитовому габбро; 6 – архейский метамеланж: разгнейсованные гранитоиды с ксенолитами амфиболитов и измененных симплектитовых эцлогитов; 7 – разломы; 8 – гнейсовидность и полосчатость: а – с углом падения, b – вертикальные; 9 – номер обр. в табл. 1.3; 10 – U-Pb возраст цирконов (SHRIMP II)

**Fig. 1.6.** Geological scheme of an eclogitized dyke of the 2.4 Ga lherzolite-gabbro-norite complex at the eastern end of Gridino. By O.S. Sibelev and O.I. Volodichev

1 – Quaternary deposits; 2 – amphibolites; 3 – medium- (a) and fine-grained (b) eclogites with Opx, Cpx porphyroclasts; 4 – coronitic eclogitized gabbro-norite; 5 – amphibolites and symplectitic eclogites after Fe-tholeiitic gabbro; 6 – Archean metamelange: gneissose granites with inclusions of amphibolite and altered symplectitic eclogite; 7 – faults; 8 – foliation: a – with dip in degrees, b – with steep dip; 9 – number of sample in table 1.3; 10 – U-Pb ages of zircons (SHRIMP II)

Изотопный возраст магматических цирконов (рис. 1.7) из этой зоны –  $2389 \pm 25$  млн лет (Слабунов и др., 2011).

Промежуточная зона (2) представлена среднезернистыми «гранулированными» эцлогитами, в основном уже являющимися метаморфической породой гранат-ортопироксен-омфацитового состава, в варьирующем количестве содержащую в различной степени преобразованные магматические минералы – ортопироксены, в меньшем количестве клинопироксены в виде порфирокластов с каймами омфацитов, содержание Jd в которых, как и в омфацитах гранулированной массы, составляет 19–22%. Ассоциации  $\text{Grt}_{44-48} - \text{Omp}_{19-22}$  – Орх свидетельствуют об образовании их при  $T=715-785^\circ\text{C}$  и  $P=12.5-14.0$  кбар. Вероятно, именно с этим парагенезисом синхронно формирование цирконов округлой формы (рис. 1.7) с возрастом 2350 млн лет (Слабунов и др., 2011).



**Рис. 1.7.** Снимки кристаллов цирконов в катодолуминесценции (CL) и в отраженных электронах (BSE) с обозначениями минералов-включений и мест определения изотопных возрастов и содержания редкоземельных и редких элементов, с указанием значений  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов и температур образования цирконов:

а-б – архейские ксеногенные цирконы короткопризматические (а) и призматические (б); в-г – палеопротерозойские магматические цирконы, образовавшиеся на поздних стадиях кристаллизации габброноритов –  $2389 \pm 25$  млн лет (возможно, что на самых поздних стадиях начался процесс эклогитизации); д-е – метаморфические цирконы: д – палеопротерозойский (2350 млн лет), вероятно, стадии эклогитизации (?); е –  $1911 \pm 9.5$  млн лет циркон стадии амфиболитовой фации

**Fig. 1.7.** Photographs of zircon crystals in cathode luminescence (CL) and in reflected electrons (BSE) with the symbols of mineral inclusions and the places of determination of isotopic ages and rare-earth and rare-element content and with the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages and temperatures of zircon formation:

а-б – Archaean short-prismatic (a) and prismatic (b) xenogenic zircons; в-г – Palaeoproterozoic igneous zircons formed at late gabbronorite crystallization stages –  $2389 \pm 25$  Ma (eclogitization probably began at the latest stages); д-е – metamorphic zircons: е – Palaeoproterozoic zircon (2350 Ma), presumably an eclogitization stage (?); ф –  $1911 \pm 9.5$  Ma zircon, amphibolite-facies stage

Ретроградные изменения эклогитов выражаются в образовании регрессивной зональности в Срх ( $21 \rightarrow 18 \rightarrow 7\%$  Jd) и в Grt, в появлении парагенеза Hbl+Pl, в меньшей степени в образовании Срх-Pl симплекти-тов (Володичев и др., 2008). В пробе В-16-66, отобранной для геохронологических исследований из этой зо-



ны, ретроградные преобразования эклогитов маркируются проявлением ассоциаций Grt (44–48% Prp, 13–18% Grs) – Crx (8–12% Jd) – Hbl ± Орх, Grt (46–47% Prp, 12–13% Grs) – Hbl ( $T=620\text{--}630\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P=8\text{--}9$  кбар, соответствующих высокобарической амфиболитовой фации). Возраст этой стадии преобразования габброноритов оценивается по цирконам в  $1911\pm 9.5$  млн лет (Слабунов и др., 2011).

Краевая приконтактовая зона (участками зона закалки, см. рис. 1.6) имеет аналогичный с промежуточной состав, но отличается более тонкозернистой равномернозернистой структурой с более редкими реликтовыми вкрапленниками Орх, а также с более интенсивной амфиболизацией.

Вмещающие породы представлены архейскими амфиболитовыми и биотитовыми гнейсами ± Grt, Crx – неоднократно деформированными и метаморфизованными гранитоидами с ксенолитами амфиболитов и интенсивно преобразованных архейских эклогитов. Р-Т условия метаморфизма вмещающих пород соответствуют амфиболитовой фации ( $T=650\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=6.5\text{--}7.0$  кбар).

**Объект 5 – с. Гридино, восточная окраина.** Скальные выходы пироксенитов и кианитовых эклогитов на берегу залива в с. Гридино, представляющие собой крупный фрагмент обломка архейского меланжа.

**Пункт 1.** Пироксениты состоят из орто- и клинопироксенов. Амфиболы, биотиты и в ряде мест гранаты являются вторичными образованиями, связанными с минерализацией в зонах деформаций и слабо проявленной мигматизацией.

Кианитовые эклогиты представлены симплектитовыми разностями, отражающими в различной степени проявленные ретроградные преобразования.

Симплектиты имеют Crx-Amp-Pl состав. Содержание Jd компонента в Crx варьирует от 6–7 до 12–13% с реликтовыми содержаниями в центральных частях более крупных образований, соответствующими Omp – 20–28% Jd. Плагиоклаз – от 28–34 до 42–46% An.

Гранаты содержат многочисленные разнообразные по составу и размеру моно- и полиминеральные включения. Включения Ab, Qz, Ky, Zo, Ms, Chl, Kfs отражают, вероятно, наиболее низкотемпературную стадию, а включения  $\text{Omp}_{25-26} + \text{Pl}_{27-28}$  и  $\text{Omp}_{31-36} - \text{Ky}$  – последующие стадии прогрессивного развития процесса эклогитизации. Парагенезису  $\text{Grt}_{22}^{39} + \text{Omp}_{36} + \text{Ky}$  соответствуют  $T=820\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=15.6$  кбар. Прогрессивный тренд развития процесса подтверждает и слабо выраженная зональность с увеличением содержания Prp от центра к краю (35% → 39%, 36% → 41%).

Кианит в основной массе породы плохо сохраняется, по нему развивается Pl, состав которого меняется от анортита до андезина, а также мусковит, шпинель, при дальнейшем развитии процесса образуются корунд, сапфирин, реже хёбсомит и ставролит (Сибелев, 2008).

**Пункт 2.** Фрагмент эклогитосодержащего меланжа с высокой концентрацией обломочной составляющей. Среди обломков преобладают амфиболиты, нередко с реликтовыми Crx-Pl симплектитам, а также интенсивно преобразованные кианитовые симплектитовые эклогиты.

## ARCHEAN ECLOGITES AND PALEOPROTEROZOIC ECLOGITIZED GABBROIDS, GRIDINO AREA, WHITE SEA

*Volodichev O.I., Slabunov A.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Sibelev O.S.*

IG KarNC RAS, Petrozavodsk

**The goal of the field trip** is to show rocks of a Neoproterozoic migmatized eclogite-bearing mélange, Paleoproterozoic eclogitized and coronitic gabbroids (Fig. 1.1).

The Neoproterozoic eclogite-bearing complex (Volodichev et al., 2004) to be visited is located in the eastern Belomorian province (Fig. 1.1 A). It forms a tectonic slice which dips gently ENE (Slabunov et al., 2006). Its outcrops are now known as the Gridino zone which is ca. 50 km long and 6–7 km wide (Fig. 1.1 B).

The complex is correlatable texturally with mixites and is presumably a highly migmatized and deformed mélange – metamélange. It consists of a matrix and clasts. The matrix of the metamélange is made up of variably migmatized gneisses, gneissose granites and metaenderbites (Sibelev et al., 2004). The former are probably the early highly reworked matrix of mixite (mélange) formed by destruction of all the rocks that make up a clastic constituent. The gneissose granites and metaenderbites were formed at later stages in the evolution of the complex and could have been produced by melting of its rocks.

The clastic component of the melange is formed by numerous unevenly distributed lenticular and less common irregular-shaped bodies. The clasts vary in size from tens of centimeters across to tens of metres (Slabunov et al., 2007). The concentration of clasts in the Gridino complex also varies considerably, making up locally 25–30% of its total volume. Special studies have shown that clasts in the Gridino mélangé are distributed unevenly: lens-shaped NW-trending, ca. 200–300 m thick clast-enriched bodies were identified. Clasts between the bodies are somewhat less abundant. The compositions of the clasts are diverse, but mafic rocks, such as variably altered eclogites, garnet-, garnet-clinopyroxene and feldspathic amphibolites and metamorphosed gabbroids, predominate. Furthermore, clasts, composed of metaultramafics, zoisitic and amphibole-zoisitic blastoliths, kyanite-garnet-biotite gneisses, amphibole-bearing calciphyres and marbles, are encountered. A great variety of rocks in the clasts that differ in composition, degree of deformation and metamorphic grade provides a strong argument in favour of the assumption that eclogite-bearing mixtite is a mélangé formed in the subduction zone.

*Eclogites* are a rare but very important constituent of a metamelange. Six sites, where Archean eclogites occur, were located and studied in the Gridino tectonic slab. In spite of considerable multiple alterations, the eclogites have retained zones of biminerall garnet-omphacite (*Grt-Omp*) composition and an equigranular structure with homogeneous, nonzonal minerals that contain practically no inclusions. Here, omphacite contains 27 to 31% (average 30%) jadeite (*Jd*) (Volodichev et al., 2004). Garnet is relatively poor in pyrope (20–22% *Prp*), but is rich in Ca (28–31% *Grs*). A typical and dominant accessory mineral is rutile. Eclogite was generated at a pressure of 14–17.5 kbar and a temperature of 740–865 °C (Volodichev et al., 2004).

The U-Pb zircon age of eclogite is estimated as Neoproterozoic, 2720±8 Ma (Volodichev et al., 2004).

Based on geological and geochronological data (Table 1.1, no 1), the upper age limit of eclogite-bearing mixtite was estimated accurately: it is not younger than plagiogranites, whose postkinematic vein cuts it on Stolbikha Island. Accessory zircons from the vein are dated at 2701.3±8.1 Ma (Volodichev et al., 2004).

The eclogites from the Belomorian mobile belt discussed are the world's first well-proven finding of Neoproterozoic crustal eclogites (Volodichev et al., 2004).

Eclogites and their poorly amphibolitized varieties correspond compositionally (Table 1.1) to normal-series basic rocks, are classified as tholeiite-series rocks, and most of them are considered to be MgO-rich tholeiites. The REE content of Neoproterozoic eclogites is chiefly 2–12 times that of chondrites, and their distribution spectrum is either “flat” or poorly differentiated ( $La_N/Sm_N = 0.99–1.8$ ;  $Gd_N/Yb_N = 0.77–1.17$ ). Unlike mid-oceanic ridge basalts (MORB), they are slightly impoverished in HREE and other high-ranking elements, such as Zr, Hf, Y and Ti, but have the same percentage of Nb. Compositionally similar tholeiites occur commonly among oceanic-plateau mafic rocks; they have also been encountered among oceanic basic rocks in the Central Belomorian greenstone belt.

Eclogites, formed 2720 Ma ago at pressures of 14.0–17.5 kbar (i.e., at depths of up to 60–65 km) and temperatures of 740–865 °C, have thus been found to occur in the Belomorian mobile belt. They suggest that in Neoproterozoic time crustal rocks were subducted and then exhumed from considerable depths. Eclogites are part of the clastic constituent of Neoproterozoic migmatized mixtite (mélangé). The latter makes up the tectonic slice.

Studies conducted in the past few years have revealed the abundance of kyanite varieties in Archean eclogites. The mineral composition diversity of inclusions and their zonal distribution in garnet have made it possible to determine the summary P-T trend of progressive Archean eclogitization from a low temperature stage (Ab, Qz, Chl, Ky, Zo and other inclusions) to an eclogite-facies stage ( $Omp_{30} - Ky + Grt_{21}^{37}$ ,  $T=820\text{ °C}$ ,  $P\geq 16.8\text{ kbar}$ ).

Another age and genetic type is represented by Palaeoproterozoic eclogites which occur in this area in three dyke generations closely spaced in time (I–III). They have intrusive contacts with host rocks metamorphosed to amphibolite grade (Volodichev et al., 2005; Volodichev, 2007 et al.).

Gabbroids of high-Fe (Fe–Ti), tholeiite (Fe) and subalkaline (Na+K, Fe) composition are distinguished petrochemically in dykes of age generation I. Gabbroids of all the groups distinguished were eclogitized, but eclogite-facies parageneses have been encountered so far only in tholeiitic and subalkaline gabbroids. Magmatic minerals (clinopyroxene) in dykes of generation I have only preserved in a subalkaline dyke on Point Peschany, where multiple metamorphic processes were common at the stage of formation of drusitic *Grt* – *Cpx* ± *Hbl* rims, in which the *Jd* content of *Cpx* varies to *Omp* composition. In other cases, symplectitic eclogites with relict *Omp* were subjected to further retrograde alterations to *Grt*–*Cpx* amphibolites. Eclogitized tholeiitic gabbro consists dominantly of *Grt*–*Cpx*–*Pl* with *Hbl* corresponding in metamorphic grade to high pressure granulite facies, but in some cases the eclogite parageneses *Grt* (20–24% *Prp*) – *Omp* (33–36% *Jd*) – *Qz*;  $P=16.5–17.5\text{ kbar}$ ,  $T=880–930\text{ °C}$  are revealed (Volodichev, 2007; Volodichev et al., 2008).



Dykes of age generation II are represented by a high-Mg (Mg–Cr) ultramafic-mafic rock complex, well-known in the BMB, or a lherzolite-gabbro-norite complex (Stepanov, 1981) with an U-Pb age of  $2389 \pm 25$  Ma (Slabunov et al., 2011). Two gabbro-norite intrusion phases, similar in petrochemical characteristics, are distinguished in this area. Eclogitization processes in dykes II of both phases, like those in dykes I, are irregular both in their distribution area and in individual magmatic bodies. Therefore, primary magmatic minerals, such as Ol, Opx and Cpx, differ in the degree of preservation. Magmatic Pl is not preserved even during poorly-defined multiple processes and passes to metamorphic substance.

P-T metamorphic conditions are also different. For example, on Eclogitovy Island, an eclogitized gabbro-norite dyke of phase 2 cuts across a phase 1 gabbro-norite body; its metamorphic grade is consistent dominantly with high pressure amphibolite facies. In the eclogite parageneses identified, the Jd content of Omp varies from 20 to 42 % and the Prp content of Grt ranges from 38 to 48%. Even higher parameters were estimated for a dyke from the eastern end of Gridino village in the parageneses Grt (45–51% Prp) – Omp (38–57% Jd)  $\pm$  Ky, Crn; P to 19–20 (?) kbar, T up to 920–930 °C (Volodichev et al., 2008).

Dykes of age generation III, which cut across dykes II, are represented by two petrochemical groups: 1) high-Fe (Fe–Ti) and 2) tholeiitic (Fe) gabbroids (Stepanov & Stepanova, 2005). The former are correlated with BMB coronitic gabbro and Karelian Craton dolerites dated at 2.12 Ga (Stepanova et al., 2003). Their metamorphic grade does not exceed high pressure amphibolite facies. Dykes of tholeiite composition, 10–20 cm to 4.0 m thick, have only been encountered on Vorotnaya Luda Island and on Point Gridin. They have one striking geochemical characteristic: the REE distribution spectra of these intracontinental intrusive units show no evidence for crustal contamination and can be correlated with N-MORB (Stepanov & Stepanova, 2005). The dykes have dominantly eclogite composition: Grt (21–25% Prp) – Omp (30–34% Jd) – Qz, rutile (T=750–790 °C, P=14.8–15.0 kbar) with retrograde metamorphic events: Grt (21–23% Prp) – Na-Di (10–19% Jd) – Pl (20–40% An)  $\pm$  Hbl. Common magmatic gabbro minerals are absent, but some petrological data suggest that omphacite is a magmatic (?) mineral.

## Field Trip itinerary

### 1<sup>st</sup> day

**Locality 1 – Stolbikha Island.** This small (ca. 350 by 250 m) island (Fig. 1.2) with a well exposed shoreline is an excellent geological locality, where the complex internal structure of the mélangé and the formation and alteration of its rocks can be demonstrated. The eclogites found on Stolbikha Island (Volodichev, 1977, 1990; Volodichev et al., 2004, 2005) are well-preserved, which is a rare case. The area was mapped geologically in detail, and the structural, petrographic and geothermobarometric study of some rock varieties was carried out (Sibelev et al., 2004).

**Stop 1.** S-SE part of Stolbikha Island (Fig. 1.2). At the observation point, visitors will see an basic rock inclusion (clast), 5 by 6 m in size, among highly gneissose and folded tonalite-trondhjemite-series amphibole-biotite orthogneisses and granitoids. Eclogites make up the eastern part of the clast; common in its western part are banded symplectitic apoeclgites and garnet-clinopyroxene amphibolites thrown into isoclinal folds. All the varieties are similar in chemical composition (Table 1.1, no 1–3). In the southern part of the clast they are cut by a 20 cm thick pegmatite vein with a well-defined endocontact amphibolization zone. Zircons from symplectitic apoeclgites and from the monomineral omphacite fraction of eclogites were sampled from this exposure for radiological age determination. As a result, an Archean age of  $2720 \pm 8$  Ma was obtained in both cases.

The least altered eclogites consist of garnet and omphacite (Grt<sub>22</sub>–Omp<sub>27–31</sub>) with a small quantity of later minerals such as amphibole and plagioclase. In transitional varieties, omphacite persists as patches, but in most cases symplectitic diopside-plagioclase intergrowths that mark a stage of transition to symplectitic apoeclgites are formed after it. Garnet, which occurs here as porphyroblastic grains with apatite, ore mineral, quartz and plagioclase inclusions, is also recrystallized. In some associations of symplectitic apoeclgites (Grt<sub>24–25</sub> – Di<sub>8</sub> – Pl<sub>24</sub> and Grt<sub>28–33</sub> – Di<sub>6–9</sub> – Pl<sub>38–49</sub>) the composition of plagioclase is common for symplectitic eclogites of this area (24% An), in others it is abnormal (38–49% An). The latter have mafic plagioclase (85% An), which is a relic of a magmatically generated protolith.

Amphibole is formed in small quantities simultaneously with the formation of symplectites, chiefly at the stage, where symplectitic apoeclgites are altered to garnet-clinopyroxene amphibolites. The eclogitization stage took place at temperatures of 740–750 °C and a pressure of 14.2 kbar, and the retrograde alteration stage at temperatures of 710–750 °C and pressures of 8.5–10.5 kbar.

**Stop 2.** The S part of Stolbikha Island (Fig. 1.2). A late kinematic ca. 1–1.5 m thick trondhjemite vein (Table 1.1, no 4), which cross-cuts gneissosity in gneissose granites (Ms + Bt + Pl + Qz) and amphibole-biotite granite-gneisses (Grt<sub>20.5–24.3</sub> + Bt<sub>41.5–45.3</sub> + Hbl<sub>1.7–1.8</sub>  $\pm$  Kfs + Pl<sub>26.6–32.0</sub> + Qz) and contacts between them, was revealed here. There are host rock inclusions in the vein. Its U-Pb zircon age is  $2701.3 \pm 8.1$  Ma (Volodichev et al., 2004).

Gneissose plagiogranites of the complex are homogeneous, poorly migmatized and poorly gneissose, dominantly fine-grained, granoblastic- and lepidogranoblastic-structured rocks. The mineral composition of the gneissose granites ( $Ms + Bt + Pl + Qz$ ) is stable. Accessory minerals are represented by epidote, apatite, orthite and carbonates.

Where the rocks have no big inclusions, compressed flat-lying isoclinal folds, thrown, in turn, into open gently sloping folds, occur. The slopes of such folds are often disrupted. In the exposure south of the vein one can see that the contact between amphibole gneisses and plagiogranite-gneisses is subconcordant with gneissosity inside the body but exhibits a distinct shear pattern.

Encountered among mixtite inclusions are metapyroxenites ( $\pm Opx \pm Get + Cpx + Pl + Hbl, \pm Bt, Cb$ ; Table 1.1, no 6) that make up chains restricted in space to the contacts of compositionally different gneisses.

**Stop 3.** NE part of Stolbizha Island (Fig. 1.2). It is a small (ca. 0.3 by 0.5 m) zoisite inclusion in amphibole migmatite-granites. Zoisites are light, yellowish-green, medium- to coarse-grained, massive rocks. Major minerals are  $\pm Qz + Pl + Zo$ ; they occur occasionally together with secondary minerals such as *Scp*, *Mu* and *Kfs*. Accessories are represented by *Sph*. Zoisite grains (*Ep*, *Czo*), even within one thin section, differ markedly from each other in relief, shade of colour and birefringence, suggesting that their chemical compositions are variable. The chemical composition of the rocks is shown in Table 1.1, no 7.

Amphibole migmatite-granites that host the zoisite inclusion are banded, medium- to coarse-grained, inequigranular rocks showing granoblastic and partly glomeroblastic and reticulate structures. In outcrops, it is often hard to distinguish them from plagiogranite-gneisses because they pass gradually into each other, but their mineral composition and structural and textural characteristics are clearly different. In spite of their diverse appearance and structural and textural heterogeneities, migmatite-granites have a persistent mineral composition:  $Czo_{12.6-12.7} + Bt_{40.6-52.3} + Hbl_{2.1-2.3} + Pl_{23.5-28.7} + Qz, (\pm Cb, Ap, Hem, Ilm)$ . Unlike other types of granitoids, common on the island, amphibole migmatite-granites contain no muscovite or microcline but host an abundance of large, well-developed epidote (*Czo*) grains, epidote acting here as a rock-forming mineral.

The P-T parameters of metamorphism of the amphibole migmatite-granite samples analysed, like those of other amphibole-bearing gneisses of the *mélange* matrix, are within high temperature amphibolite facies ( $T = 650-770\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 7.4-8.2\text{ kbar}$ ).

**Stop 4.** The northern part of Stolbizha Island (Fig. 1.2). Visitors will see a series of metaeclogite and amphibolite inclusions that have their own internal structure, different from the matrix structure. The early planar elements of the inclusions form plastic flow structures – small (up to several metres in amplitude), irregular, asymmetrical and less common isoclinal, folds, whose axial surfaces are sometimes discordant with each other, even within one inclusion. The metamorphic and migmatitic banding of the inclusions is either truncated by or is turned under the contact plane. The matrix structure adapts itself to the irregular-lenticular shape of disintegrated metaeclogitic rock bodies, forming centric (rotational) structures. Formed in the matrix are compressed isoclinal folds, whose axial planes and lineations, like the general structure, are curved concordantly with inclusion boundaries.

**Locality 2 – Iznaya Luda Island** (Fig. 1.1 B, 1.3) is located ~ 4 km SE of Gridino. It covers an area of ~ 900×50–400 m and is elongated in a near-E-W direction. The Island is of great interest because it has a distinctive geological structure: 1) It is known as a complex magmatic zone with dykes, differing in mineralogical composition, between which direct contact relationships were revealed; 2) Psidotachylytes and brecciform structure elements presumably of Archaean age were identified, and 3) Relics of eclogites in fragments of Archaean mixtite and mosaic eclogitization events in Palaeoproterozoic dykes were reported.

Three structural domains: Western, Central (CD) and Eastern, are distinguished on the island (Travin et al., 2005). They differ in deformation style, the dominant orientation of structural elements and the time of their formation (Fig. 1.3).

**Stop 1** (Fig. 1.3). The clastic component of Archaean eclogite-bearing mixtite on the island is dominated by variably altered eclogites, metamorphosed Fe-tholeiitic gabbro and metapyroxenites. Altered eclogites, occurring as a series or as individual fragments, are exposed in the central portion of the south shore of the island, to the SE of the log house, 8-10 m from the contact of an Early Proterozoic gabbro dyke and between the log house and the barn. During retrograde metamorphism at a stage now known as “slow” decompression, omphacite from eclogite as the best-preserved option (Table 1.2, no 1) (Volodichev et al., 2004) becomes zonal with a decrease in content  $Omp_{31}^H \rightarrow Omp_{22}^K$ , accompanied by the emanation of chains of aggregates of fine plagioclase grains at omphacite grain boundaries as a result of the reaction  $Omp_{31} \rightarrow Omp_{22} + Pl_{18}$ . In garnet, retrograde zonation is indicated by variations in composition:  $Grt_{28}^H \rightarrow Grt_{25-27}^K$ .  $Grt_{28}^H$  contains  $Omp_{30}$  inclusions, and  $Grt_{25}^K$  hosts  $Di_7$  and  $Pl_{21}$



inclusions. Amphibole-pargasitic hornblende dominantly evolves later, usually together with a new plagioclase generation (21% An) and bright-brown biotite. The P-T conditions at the eclogitization stage ( $T=800\text{--}810\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=15\text{ kbar}$ ) and at the retrograde alteration stage are  $T=780\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=13.5\text{ kbar}$ ;  $T=730\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=10.3\text{ kbar}$  and  $T=710\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=8.2\text{ kbar}$ , respectively.

The Palaeoproterozoic (2.4 Ga) gabbro-norite dyke (Table 1.2, no 2) exhibits mosaic, sometimes quite vigorous eclogitization processes. The site within the “southern” dyke, located to the north of the log house, is demonstrative in this respect. Here, one can trace gradual transitions from the coronary stage of eclogitization (zones of plagioclase composition are preserved) to the complete alteration of gabbro-norites to medium-grained garnet-orthopyroxene-clinopyroxene eclogites containing both omphacite and fine symplectitic clinopyroxene-plagioclase intergrowths. The rocks in the contact zone are amphibolized. The  $\text{Ar}/\text{Ar}$  age of these amphibolites after gabbro-norite is  $1917\pm14\text{ Ma}$  (Dokukina et al., 2010).

**Stop 2** (Figs. 1.3 and 1.4). The exposures are located in the western portion of the island. They provide evidence for the morphology and age relations of the dykes of the lherzolite-gabbro-norite complex (LGNC) and those of the coronitic gabbro complex (CGC). Ten out of 12 dykes revealed in the CD belong to LGNC and two to CGC. As the dykes are well-preserved and have the basic characteristics of this type of intrusives, they are described as “perfect dykes”.

LGNC dykes are represented by two generations, which seem to correspond to two phases in the formation of LGNC. An early phase is illustrated by dyke 8 (Table 1.2, no 3) and a late phase by dyke 5 (Table 1.2, no 4). Dyke 8 was found to be cross-cut by dyke 5. A petrographic difference between early- and main-phase dyke rocks in LGNC is quite distinct. Olivine-pyroxene association, in which Cpx clearly dominates over Opx, was revealed in early-phase rocks. Cpx occurs as resorbed phenocrysts. The crystallization sequence is  $\text{Ol} \rightarrow \text{Cpx}$ . Primary Pl is not preserved. Metamorphic minerals are represented by Opx,  $\text{Omp}_{34-35}$  and Amp with a high percentage of  $\text{Na}_2\text{O}$  (up to 5%) which reaches magnesiotaramite composition. Amp forms independent grains and symplectites with  $\text{Pl}_{8-13}$ . Garnet is not formed in this process. Main-phase rocks have a habit typical of LGNC. Ol and Opx are their early phases, but secondary Cpx+Grt+Opx association, which reflects an eclogitic trend in postmagmatic alteration, is represented more extensively. Amphibolization, more distinct at body boundaries, is a relatively late process.

LGNC phase 1 and phase 2 rocks are both similar and different in petrochemical characteristics (Table 1.2, no 3, 4). Both contain high Mg and Cr concentrations combined with elevated  $\text{SiO}_2$  and low Ti concentrations. However, early-phase rocks contain less Al, about equal Ca and Mg and slightly higher Fe concentrations. Phase 1 is more enriched in Ni, Co, Ti, Cu, Sr, Zr and Nb, B and depleted in V, Zn, Pb, Ba, Y, Li and Sc than the main phase.  $\text{Zr}/\text{Y}=7.5$  and  $3.9$  for phase-1 and phase 2, respectively; phase 1 rocks are markedly enriched in LREE and depleted in HREE,  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{ch}}=11.1$  and  $6.2$  respectively (Fig 1.4). Differences between first-phase and main-phase rocks are thus quite appreciable. These data are supported by the evidence obtained both in and outside the Gridino Dyke Field.

**Coronitic gabbro in CD** is represented by dykes 7 and 10 (Fig 1.4). They exhibit a NW, near-N-S orientation. The largest dyke is up to 4 m thick. They commonly have a perfect dyke shape and typical intrusive contacts. Dyke 7 was found to cut across dyke 8, an early phase of LGNC. As the association  $\text{Grt}_{22}^{18} + \text{Cpx}_9 + \text{Pl}_{22} + \text{Hbl}$ , Bt, Qz, Ti-Mgt is typical of these rocks, the parameters  $T=660\text{--}670\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=8.6\text{--}8.7\text{ kbar}$ , consistent with amphibolite facies, can be estimated. The rocks typically show coronitic structures with relics of gabbro structure. Based on chemical compositions, they are classified as melanobasic rocks (Table 1.2, no 5) at  $\text{Ti}/\text{Zr}=85\text{--}105$  and  $\text{Zr}/\text{Y}=2.7\text{--}3.1$ ; their REE distribution is poorly differentiated:  $\text{Ce}/\text{Yb}=3.3$ . These rocks are similar in these and other parameters to typical rocks from the coronitic gabbro complex of the BMB, for which direct geological correlations with the main-phase rocks of LGNC (Stepanov, 1981; Stepanov & Slabunov, 1989) and an isotopic age of 2.12 Ga (Stepanova et al., 2003) were determined.

**Stop 3.** (Fig. 1.3). Fe-tholeiitic metagabbro dykes in the central portion of the northern shore of the island, blocked and injected by leucocratic medium- to coarse-grained granites, are obviously younger than the migmatized eclogite-bearing complex of the tectonic melange. They are completely metamorphosed and are interpreted as coarse-grained garnet-clinopyroxene amphibolites with coarse crystals of poikiloblastic garnet and amphibole – brownish-green pargasitic hornblende and finer aggregates of plagioclase, clinopyroxene, bright-brown biotite and an ore mineral. Based on petrogeochemical characteristics (Table. 1.2, no 6), it is typical Fe-tholeiitic gabbro. It can probably be correlated in age with metamorphosed Fe-gabbro (with relics of eclogites) from the Gridino area (Stop 4), although it contains more Ti. The U-Pb age of early zircons from dyke-hosting biotite gneiss is estimated at  $2771\pm18\text{ Ma}$  and that of late, metamorphogenetic zircons at  $2000\pm10\text{ Ma}$  (Dokukina et al., 2010).

**Stop 4.** North shore of the island, eastern domain. A Palaeoproterozoic olivine gabbro-norite dyke (Fig. 1.3; Table 1.2, no7).



Fine- to medium-grained, massive- and gneisoid-textured eclogites occur in the northern portion of the dyke at a small central site. The latter are controlled by a thin intradyke tectonic zone. These eclogite varieties have identical composition  $\text{Grt}_{12-13}^{47-54} - \text{Omp}_{25-26} - \text{Opx}$  ( $T=755-775\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=13.2-13.5\text{ kbar}$ ). Amphibole, which makes up 10–15% of the rock, is presumably a secondary mineral associated with extensive amphibolization of gabbro-norites and eclogites, which gave rise to a thick amphibolite zone with a system of near-E-W-trending tourmaline-bearing carbonate veins.

**Stop 5.** (Fig. 1.3). A near-N-S-trending, ca. 6 m thick mixtite zone saturated with orthopyroxenite fragments. Clastic material consists of isometric, slightly angular fragments of orthopyroxenite varying in size from 2–4 to 50–60 cm across. Their distribution in the zone is irregular: bands, in which clasts make up 40–60% of the rock, alternate with bands dominated by gneissoid leucocratic matrix which contains scarce fragments. The matrix has plagiogneissose-granite composition. Dark-coloured minerals, emphasizing the banded texture of the matrix, are distributed irregularly in it. Orthopyroxenites consist of coarse orthopyroxene crystals replaced partly by pale-green amphibole. The rock usually contains biotite, which is sometimes quite abundant. These orthopyroxenites are similar in petrographic habit and chemism (Table 1.2, an 8) to orthopyroxenites from BMB hyperbasic bodies. It should be noted that mixtite also contains fragments of metaperidotite (on Vorotnaya Luda Island).

## 2<sup>nd</sup> day

**Locality 3 – Vorotnaya Luda Island** (Fig. 1.1, 1.5). The island is located in the Gridino Dyke Field (GDF) highly saturated with mafic dykes. Palaeoproterozoic dykes in the GDF have cross-cutting relations to Gridino eclogite-bearing complex rocks.

Recent studies have shown that six groups of dykes, distinguished on the basis of geological, mineralogical-petrological and geochemical data, are exposed in the GDF. Three groups of mafic dykes: early Mg-tholeiites, olivine gabbro-norites and late tholeiites, are exposed on Vorotnaya Luda Island.

Dykes of early Mg-tholeiites are the oldest in the GDF. They have been highly deformed under enclosing rock plastic flow conditions and seldom retain the primary dyke morphology. Early Mg-tholeiites form a near-E-W-trending swarm and are traced from the western end to the central Vorotnaya Luda Island. The bodies are typically long, vary considerably in thickness (most bodies are not more than 1 m thick) and display sharp, cross-cutting contacts. Apophyses and branching are common, and fold-like forms are occasionally encountered. The rocks of early dykes have been highly altered and have largely lost the primary structural and mineral composition. Analysis has shown no magmatic minerals in early Mg-tholeiites. As the association  $\text{Cpx}_{9-13} + \text{Pl}_{15-16} \pm \text{Grt}_{13-14}^{21-22} \pm \text{Opx}_{44-46} + \text{Hbl}$  is characteristic of the least deformed dykes, the metamorphic parameters of the rocks suggest a high pressure granulite facies ( $T=720-730\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $P=10-11\text{ kbar}$ ). Relics of gabbroic and drusitic structures show that plagioclase was an essential constituent of primary rocks and that olivine was present.

The chemical composition of early Mg-tholeiites in the GDF is fairly persistent, as shown by representative analyses in Table 1.3, no 1. Metagabbro is classified as a tholeiite-series-, normal-series rock with mixed Ti-Cr geochemical specialization, differentiated REE distribution and LREE enrichment.

Dykes of olivine gabbro-norites are the most common dykes in the GDF. They belong to a lherzolite-gabbro-norite complex (Stepanov, 1981), dated at ca. 2.4 Ga (Slabunov et al., 2011), and make up a NW-trending swarm in the GDF. The dykes vary in thickness from a few centimeters to 100 m. One petrographic characteristic of the rocks is that the Opx-Cpx association is common in coronitic structures.

Occurring on Vorotnaya Luda Island are three relatively large (over 50 m thick) dykes and a series of small dykes of olivine gabbro-norites that extend in a northwestern direction across the entire island and continue outside. The dyke contacts are steep, vertical to near-vertical and typically intrusive: they exhibit a cross-cutting pattern with well-defined chill zones, numerous apophyses and host rock xenoliths. The internal structure of the dykes is simple, and differentiation is only observed as minor variations in the chemical composition of the rocks and in the occurrence of small gabbro-pegmatite schlieren. The gabbro-norites have largely retained the primary mineral paragenesis,  $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Ol}$ , and magmatic hypidiomorphic-granular structures.

The original magmatic melt, presumably similar in composition to chilled dyke rocks (Table 1.3), was crystallized in the stability field of the Ol-Pl association ( $P < 8\text{ kbar}$ ). Bipyroxene drusitic (coronitic) structures were generated more recently at higher pressures ( $P > 8\text{ kbar}$ ). Their formation was triggered by a total bimetasomatic reaction between Ol and Pl in the rocks of the complex. Subsequent alteration of the structure and mineral composition of the gabbro-norites is displayed locally in tectonic and contact zones. At this stage, the Grt-Cpx rims of coronitic structures formed over a wide range of pressures and temperatures and, judging by the compositions of the



minerals (Table 1.3), reached eclogite facies. The Grt-Cpx association with a high percentage of jadeitic mineral in Cpx was identified in metamorphosed gabbro-norites at the contacts with the dykes of coronitic gabbro that cut across them. Amphibolization is usually the latest process common in the rocks of the complex. On Voroynaya Luda Island, amphibolization seems to occur on two time levels. The earlier level, seen as a 2–3 cm thick streak at the endocontact of the dykes, was close in time to the generation of the dykes. The gabbro-norites of the dykes are rich in Mg (Mg = 0.7), Cr (over 900 ppm) and SiO<sub>2</sub> and show a differentiated REE distribution pattern.

Dykes of tholeiite composition, younger than those of olivine gabbro-norites, form a NE-trending swarm. Their rock constituents do not retain primary minerals and structures and consist of Grt, Cpx and Pl. The rocks of this group are classified chemically as tholeiites similar in the distribution pattern of incompatible elements to N-MORB. Their bodies are persistent along the strike and clearly cut across the banding of host rocks. At the same time, in the ca. 20–30 cm thick exocontact zone the early structural elements of gneissose granites are completely lost, and the newly-formed elements clearly agree with the configuration of the dyke contacts and disagree with the early banding of the enclosing rocks.

Petrographically, metagabbro is represented by garnet-plagioclase-clinopyroxene (high pressure granulite facies) and garnet-clinopyroxene (eclogite facies) rocks. The paragenesis Grt<sup>25–26</sup> – Omp<sub>29–32</sub> ± Qz, Rt (Table 1.3, no 4). (T=750–790 °C and P=14.8–15 kbar) and retrograde metamorphic events (Grt<sup>21–23</sup> – Cpx<sub>10–19</sub> – Pl<sub>20–40</sub> ± Hbl) were revealed in the latter. Oriented quartz lamellae, usually understood as an indicator of UHP metamorphism, are characteristic of omphacites. In this case, however, lamellae in omphacites consist not only of quartz but also of amphibole, suggesting that they were produced by retrograde metamorphism as a result of the reaction Omp+H<sub>2</sub>O → Amp+Qz.

There are garnet- and clinopyroxene-omphacite-enriched zones at the contacts of the dykes. Retrograde alteration in the zones are more intense, especially in the external zone, where biotitization and amphibolization processes, associated with deformations, are common. Host rocks (Fig. 1.5 C, points 5 and 6) are represented by gabbro-norites with drusitic structures that suggest a low degree of their eclogitization in this zone.

The chemical composition of these rocks is illustrated by a representative analysis (Table 1.3, no 4, 5). They typically contain low percentages of Ti and mg# of 0.52–0.53. N-MORB is most similar in trace element distribution to Voroynaya Luda coronitic gabbro.

**Stop 1.** The western part of the Voroynaya Luda Island (Fig. 1.5 A, B). This locality is characteristic of a geological relationship between an olivine melanogabbro-norite dyke and early Mg-tholeiite dykes. Here, gabbro-norites are represented by a small NW-trending dyke. The dyke has chilled cross-cutting contacts with host rocks and cuts across symplectitic metagabbro dykes (Fig. 1.5 B). The intersecting dykes differ in the orientation and mineralogical composition of rocks. Their geological interrelations are unambiguous: the gabbro-norite dykes and younger than the metagabbro dykes.

On the way from Stop 1 to Stop 2 the group will be shown the morphology of metagabbro dykes, a mélange complex with varying degrees of inclusions saturation and intensity of multiple deformations and a dyke showing tholeiite composition. The morphology of the dyke in the southern part differs markedly from that in the northern part, which is in good agreement with the composition of its host rocks. In gneissose granites the dyke is rectilinear, and in the clast-saturated zone it is deformed. Such a pattern is also characteristic of other dykes of this group.

**Stop 2.** The western part of the Voroynaya Luda Island (Fig. 1.5 A) located near the western contact of an olivine melanogabbro-norite dyke (Fig. 1.5 C). The group will also see the cross-cutting pattern of the contact between a late tholeiite dyke and an olivine gabbro-norite dyke (Fig. 1.5 B, C).

Petrographically, tholeiite metagabbros are garnet-plagioclase-clinopyroxene (high pressure granulite facies) and garnet-clinopyroxene (eclogite facies) rocks. The latter rock consists of Grt<sub>trp 25–26</sub> and Omp<sub>Jd 29–32</sub> with quartz and rutile (Fig. 1.5 C, point 1). The rocks have been subjected to moderate retrograde alterations that gave rise to both clinopyroxene-plagioclase symplectites and monocrystals of clinopyroxene with reverse zoning from omphacite to diopside and intergranular aggregates of plagioclase. There are garnet- and clinopyroxene-omphacite-enriched zones at the contacts of the tholeiitic dyke (Fig. 1.5 C, points 2–4). Retrograde alteration in the zones are more intense, especially in the external zone, where biotitization and amphibolization processes, associated with deformations, are common. Host rocks (Fig. 1.5 C, points 5 and 6) are represented by gabbro-norites with drusitic textures that suggest a low degree of their eclogitization in this zone.

**Stop 3.** The central part of the Voroynaya Luda Island (Fig. 1.5 A). Here, the group will be shown the morphological characteristics of early Mg-tholeiite dykes and their relationship with the host rocks of the Gridino eclogite-bearing complex.



**Stop 4.** The NW part of the Vorotnaya Luda Island (Fig. 1.5 A). The group will stop here to see a late tholeiite dyke and its relationship with host rocks and early Mg-tholeiite dykes.

**Stop 5.** The NW part of the Vorotnaya Luda Island (Fig. 1.5 A). This intersection, together with those discussed earlier (Stop 2), shows clearly that the tholeiite dykes are younger than the gabbro-norite dykes. A tholeiite dyke, up to 2-3 m in thickness, has been traced for over 400 m in a northeastern direction. It extends outside the island, and in its southern part the dyke falls into a series of lens-shaped bodies spaced widely apart. As the dyke has been deformed, its contacts are undulating, and numerous contractions that show an interboudin habit.

**Locality 4 – Gridino village area (Figs. 1.1 B; 1.6).** At the eastern end of Gridino, a Neoarchean eclogite-bearing mélangé is cut by Paleoproterozoic gabbroid dykes and dyke-like bodies, some of which are eclogitized.

**Stop 1.** The eastern end of Gridino village (Fig. 1.1 C). An eclogitized olivine gabbro-norite dyke on a mainland point (Fig. 1.6, Table 1.3). The central part of the dyke is made up of coronitic (drusitic) eclogites – medium-grained rocks, whose mineral composition and structural and textural pattern of the protolith are best preserved (Zone 1). These magmatic-metamorphic units consist of magmatic cumulus minerals, such as olivines, orthopyroxenes and clinopyroxenes, and completely metamorphosed intercumulus ingredients represented, together with thin omphacitic rims of ortho- and clinopyroxenes, by the eclogitic associations  $\text{Grt}^{48-49}\text{–Omp}_{30-41}$ ,  $\text{Grt}^{48-51}\text{–Omp}_{38-48} \pm \text{Crn}$ ,  $\text{Ky}$  formed at temperatures of 765–930 °C and pressures of 15–19 kbar. In central parts of intercumulus space there are associations  $\text{Omp}_{57} - \text{Pl}_{16-19} - \text{Crn}$ ,  $\text{Pl}_{40} - \text{Ed} - \text{Spl}$ ,  $\text{Spr}$ .

Clinopyroxene in gabbro-norite cumulus occurs as diopside (chrome-diopside with percentages of jadeite uncommon for magmatic rocks: 12% in the grain centre to 26% on the grain margin. The clinopyroxene contains many orthopyroxene-enstatite ingrowths and abundant suboriented lamellar amphibole-edenitic hornblende ingrowths not observed in the rim of this crystal composed of omphacite that contains up to 41% Jd. A similar pattern has formed in an altered orthopyroxene crystal, whose central, unaltered portion contains a lot of very small, suboriented spinel ingrowths and intergrowths with clinopyroxene, similar in composition to omphacite (19% Jd). Evolving after the orthopyroxene is diopside that contains 17% Jd, inclusions or relics of orthopyroxene and, like in the crystal described earlier, abundant suboriented, elongate lenticles (lamellae), in this case pargasitic hornblende which does not occur in the marginal omphacitic rim.

The above evidence suggests that as early as the subsolidus stage gabbro-norites were crystallized at increasingly high pressures with involvement of fluids (amphibole lamellae). Crystallization was followed by a metamorphic stage in rock eclogitization.

The isotopic age of igneous zircons (Fig. 1.7) from this zone is  $2389 \pm 25$  Ma (Slabunov et al., 2011).

The intermediate zone (2) consists of medium-grained “granulated” eclogites that have already become a largely metamorphic rock composed of garnet, orthopyroxene and omphacite. It contains varying quantities of unequally altered magmatic minerals such as orthopyroxenes and smaller amounts of clinopyroxenes in the form of omphacite-rimmed porphyroblasts that contain, 19–22% Jd, as do granulated mass omphacites. The associations  $\text{Grt}^{44-48}\text{–Omp}_{19-22}\text{–Opx}$  show that they were generated at temperatures of 715–785 °C and pressures of 12.5–14.0 kbar. Rounded zircons (Fig. 1.7), dated at 2350 Ma, seem to have formed simultaneously with this paragenesis (Slabunov et al., 2011).

Retrograde alterations in eclogites are indicated by the formation of regressive zonation in Cpx (21→18→7% Jd) and in Grt, the formation of the paragenesis Hbl+Pl and, to a lesser degree, the formation of Cpx-Pl symplectites (Volodichev et al., 2008). In sample B-16-66, collected from this zone for geochronological study, retrograde alterations in eclogites are marked by the occurrence of the associations  $\text{Grt}$  (44–48% Prp, 13–18% Grs) – Cpx (8–12% Jd) – Hbl  $\pm$  Opx,  $\text{Grt}$  (46–47% Prp, 12–13% Grs) – Hbl ( $T=620\text{--}630$  °C and  $P=8\text{--}9$  kbar consistent with high pressure amphibolite facies). The zircon age of this gabbro-norite alteration stage is estimated at  $1911 \pm 9.5$  Ma (Slabunov et al., 2011).

The marginal zone (3) (Fig. 1.6) is built by fine-grained, equigranular eclogites with scarce, dominantly orthopyroxene, porphyroclasts. The rock consists of garnet (42–46% Prp), omphacite (18–24% Jd) and orthopyroxene. Amphibole, which occurs as common, actinolitic and pargasitic hornblende, is present in varying quantities (up to 20–25%).

Host rocks are represented by Archaean amphibolite and biotite gneisses  $\pm$  Grt, Cpx – repeatedly deformed and metamorphosed granitoids with xenoliths of amphibolites and intensely transformed Archaean eclogites. The P-T metamorphic conditions of host rocks are consistent with amphibolite facies ( $T=650\text{--}700$  °C,  $P=6.5\text{--}7.0$  kbar).

**Locality 5 – Eastern end of Gridino.** Exposures of pyroxenites and kyanitic eclogites occurring as a large fragment of Archaean mélangé on the bay shore in Gridino.



**Stop 1.** Pyroxenites consist of ortho- and clinopyroxenes. Amphiboles, biotites and locally garnets are secondary rocks associated with mineralization in deformation and poorly-defined migmatization zones.

Kyanitic eclogites are represented by symplectitic varieties, which reflect variably manifested retrograde alterations.

Symplectites have Cpx-Amp-Pl composition. The Jd content of Cpx varies from 6–7% to 12–13% with relict percentages in the central portions of larger units that correspond to Omp – 20–28% Jd. Plagioclase has 28–34% to 42–46% An.

Garnets contain abundant mono- and polymineral inclusions differing in composition and size. Ab, Qz, Ky, Zo, Ms, Chl and Kfs inclusions seem to reflect the lowest temperature stage, and Omp<sub>25–26</sub> + Pl<sub>27–28</sub> and Omp<sub>31–36</sub> – Ky inclusions represent subsequent stages in the progressive evolution of eclogitization. T=820 °C and P=15.6 kbar are consistent with the paragenesis Grt<sub>22</sub><sup>39</sup> + Omp<sub>36</sub> + Ky. The progressive evolution trend of the process is supported by poorly-defined zonation with Prp content rising from the centre toward the margin (35% → 39%, 36% → 41%).

Kyanite in the rock matrix is poorly preserved. Pl, whose composition varies from anorthite to andesine, as well as muscovite and spinel evolve after kyanite. As the process proceeds, corundum, sapphirine and minor hoegbomite and staurolite are formed (Sibeleev, 2008).

**Stop 2.** Fragment of eclogite-bearing melange with a high concentration of clasts. The clasts are dominated by amphibolites, often with relict Cpx-Pl symplectites, as well as intensely altered kyanitic symplectitic eclogites.

#### Литература – References

Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Володичев О.И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Матер. II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб, 2003. С. 68–71.

Володичев О.И. Эволюция метаморфизма полициклического Беломорского комплекса // Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л.: Наука, 1977. С. 57–79.

Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Л.: Наука, 1990. 245 с.

Володичев О.И. Эндеогенное отражение беломорской коллизионной орогении в Карельском кратоне // Тез. докл. мждун. совещ. «Докембрий Северной Евразии». СПб, 1997. С. 22.

Володичев О.И. Эклогиты Беломорского подвижного пояса // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Матер. юбилейной сессии, посвящ. 45-летию ИГ КарНЦ РАН и 35-летию Карел. отдел. РМО. Петрозаводск, 2007. С. 14–17.

Володичев О.И., Парфенова О.В., Кузнецов Т.И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов-габброноритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. Вып. 11. С. 37–61.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С. и др. Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Матер. научн. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С. 60–74.

Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В. и др. Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // ДАН. 2010. Т. 432, № 3. С. 370–375.

Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 1. С. 173–175.

Сибелев О.С. Метаморфическая эволюция сапфиринодержавших кианитовых апоэклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. Вып. 11. С. 62–76.

Сибелев О.С., Бабарина И.И., Слабунов А.И., Конилов А.Н. Архейский эклогитсодержавший меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2004. Вып. 7. С. 5–20.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, 2008. 296 с.

Слабунов А.И., Володичев О.И., Бибикина Е.В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Матер. II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб, 2003. С. 465–467.



## Field Trip Guide Book

Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // ДАН. 2011. Т. 437, № 2. С. 1–5.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.

Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л, 1989. 175 с.

Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. 1990. С 78–101.

Степанов В.С., Степанова А.В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Материалы научной конференции «Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения». Петрозаводск, 2005. С. 285–288.

Степанов В.С., Степанова А.В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2006. Вып. 9. С. 55–71.

Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикина Е.В. и др. Раннепротерозойский (2.1 млрд лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // ДАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 528–532.

Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А. Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная луда // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. Вып. 8. С. 40–49.

Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. V. 104, N. 2. P. 208–224.

Holland T.J.B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200 °C // Amer. Mineral. 1980. V. 65. P. 129–134.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 433–447.

Perkins D.III, Newton R.C. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz // Nature. 1981. V. 92, N. 9. P. 144–146.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorphic Geol. 1985. V. 3, N. 3. P. 231–243.

Slabunov A.I., Volodichev O.I., Bibikova E.V. et al. Archaean ophiolites sequences and eclogites of the Baltic /Fennoscandian Shield // Geophysical Research Abstracts. Nice. France. European Geophysical Society. 2003. V. 5. P. 01072.

Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V. et al. The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Gee D. G. & Stephenson R. A. (eds). Geological Society. London. Memoirs. 2006. 32. P. 627–644.

Travin V. V. Kozlova N. E. Eclogitization of Basites in Early Proterozoic Shear Zones in the Area of the Village of Gridino, Western Belomorie // Petrology. 2009. Vol. 17. N. 7. P. 684–706.

Volodichev O., Slabunov A., Bibikova E., Konilov A. Archean eclogites from the Belomorian Mobile Belt in the Fennoscandian /Baltic Shield, Russia // The Alice Wain Memorial Western Norway Eclogite Symposium. Abstract volume. 2003. P. 157–158.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Miner. 2010. V. 95. P. 185–187.

## БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ, МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ УЗКАЯ И ШИРОКАЯ САЛМА (АССОЦИАЦИЯ САЛМА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Минц М.В., Конилов А.Н.

ГИН РАН, Москва

### Введение

Первая находка эклогитов на Кольском полуострове, датирование которых дало архейский возраст, была сделана в придорожном обнажении вблизи пролива Узкая Салма оз. Имандра геологом В.В. Баржицким в 2002 г. К настоящему времени в регионе выделена Беломорская эклогитовая провинция, включающая две эклогитсодержащие ассоциации, формирование которых, как предполагается, связано: 1) с субдукцией океанической литосферы (ассоциация Салма), 2) с внедрением и метаморфизмом мафитовых даек (ассоциация Гридино) (Володичев и др., 2004, 2005; Щипанский и др., 2005а, б; Минц и др., 2010а, б; Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011; Dokukina, Konilov, 2011). Проявления эклогитов, принадлежащие ассоциации Салма, сосредоточены в южной части Кольского полуострова: Узкая Салма (Салма), Пиренга (Широкая Салма), Уполакша, Чалма (Куру-Ваара), Хангаз-варака. Будинообразные тела эклогитов того же типа известны и в районе с. Гридино (Володичев и др., 2004, 2005).

### Геологический очерк

Слагающие северо-восточную окраину Беломорского аккреционно-коллизийного орогена (в прежней трактовке – Беломорского пояса) ТТГ гнейсы вмещают линзы, прослои и пачки амфиболитов, частично группирующиеся в зеленокаменные пояса, а также блоки и будинообразные тела эклогитов и эклогитизированные дайки. Этот комплекс слагает Южно-Кольскую активную окраину Инари-Кольского микроконтинента и Кольского континента в целом (Mints et al., 2010; Минц и др., 2010а) (рис. 2.1). Инари-Кольский микроконтинент и структуры Беломорского орогена разделены Центрально-Беломорским зеленокаменным поясом, возраст которого равен или несколько превышает 2.88–2.85 млрд лет (Бибикина и др., 1999). Мафит-ультрамафитовый разрез этого пояса рассматривается как аналог офиолитов, а сам пояс может быть аналогом современных сутурных зон (Слабунов и др., 2006). Согласно данным сейсмопрофилирования породы Беломорского орогена и Центрально-Беломорского пояса погружаются в северо-восточном направлении под окраину Инари-Кольского микроконтинента (Mints et al., 2009).

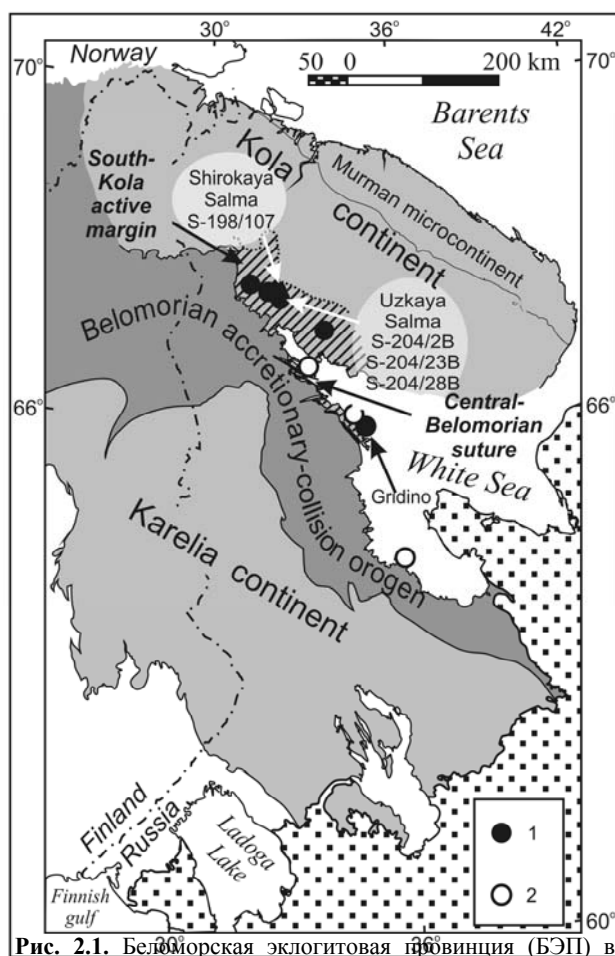
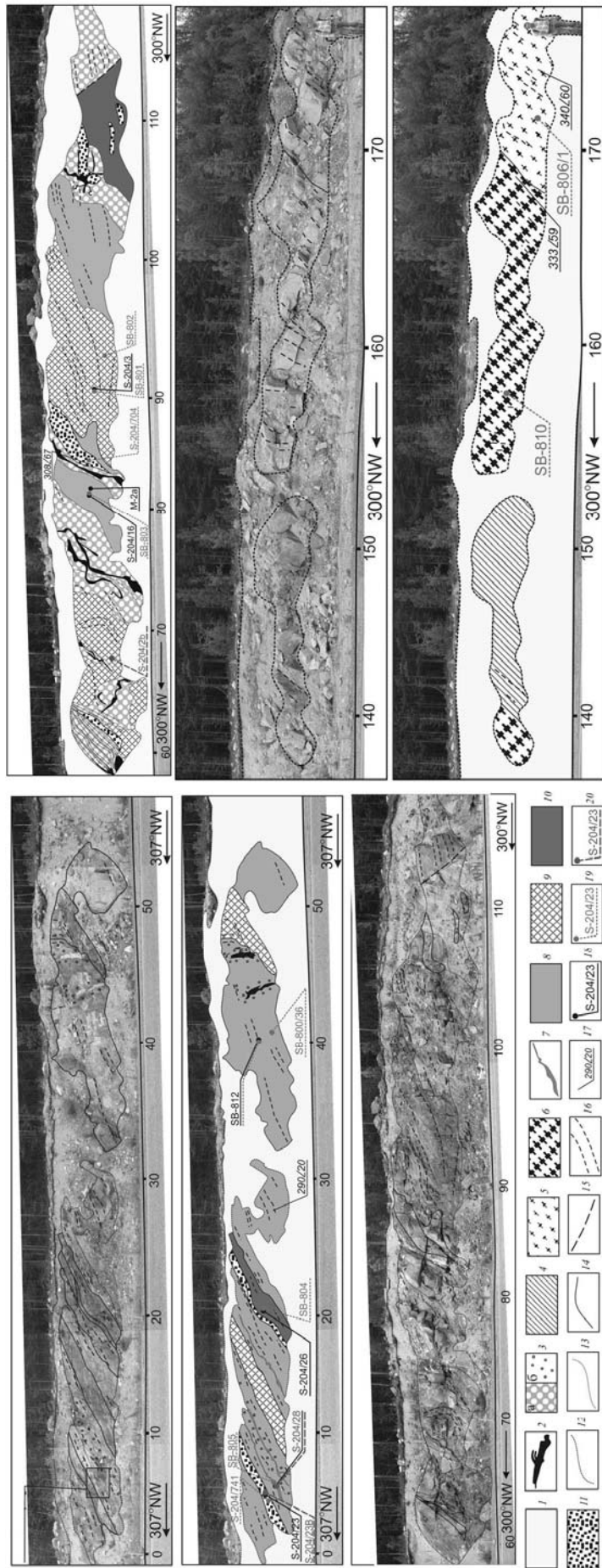


Рис. 2.1. Беломорская эклогитовая провинция (БЭП) в восточной части Фенноскандинавского щита

1 – эклогиты надсубдукционного типа; 2 – эклогитизированные дайки. Показаны места отбора геохронологических проб

Fig. 2.1. The Belomorian eclogite province (BEP) in the eastern part of the Fennoscandian Shield

1 – suprasubduction type eclogites; 2 – eclogitized dykes. Sample locations for geochronological studies are shown

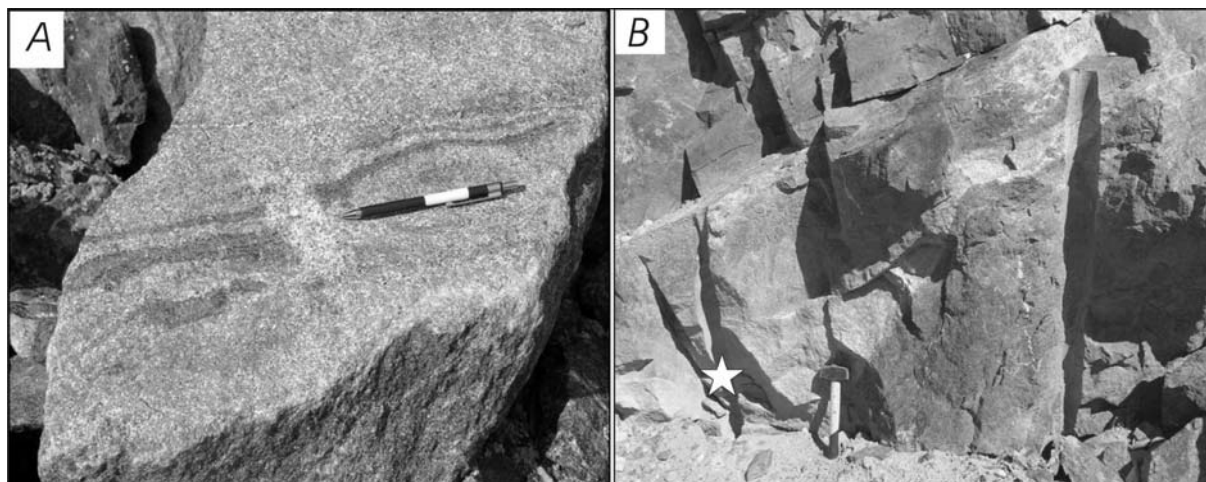


**Fig. 2.2.** Местонахождение – Узкая Салма: разрез вдоль северо-восточного борта выемки на шоссе Санкт-Петербург – Мурманск, 1192-й км. Составлен К.А. Докукиной, Н.Е. Козловой и О.Н. Платоновой с использованием материалов О.П. Богдайко и Н.В. Ткачева. Фото К.А. Докукиной

1 – осыпь; 2–4 – палеопротерозой: 2 – пегматиты и кварцевые жилы, 3 – амфиболиты по эклогитам (а) и амфиболитизированные эклогиты (б), 4 – гранатовые амфиболиты; 5–11 – архей: 5, 6 – ТТГ гнейсы биотитовые (5) и амфибол-биотитовые (6), 7 – жилы плагиогранитов, 8–10 – эклогиты: мафитовые (8), железисто-титанистые (9), высокомангезиновые (пиклогиты) (10); 11 – гранатиты; 12–17 – геологические границы и структурные элементы: 12 – граница обнажения, 13 – постепенные переходы, 14 – резкие границы, 15 – предполагаемые разломы, 16 – полосчатость / гнейсовидность, 17 – элементы залегания полосчатости; 18–20 – пробы для исследований: петрологических (18), геохимических (19) и геохронологических (20)

**Fig. 2.2.** Uzkaya Salma location: cross-section along the northeastern side of the groove along the St. Petersburg –Murmansk highway, 1192 km. Compiled by K.A. Dokukina, N.E. Kozlova and O.N. Platonova using materials of O.P. Bogadaiko and N.V. Tkachev. Photo: K.A. Dokukina

1 – scree, 2–4 – Paleoproterozoic: 2 – pegmatites and quartz veins, 3 – amphibolites transformed in eclogites (a) and amphibolized eclogites (b), 4 – garnet amphibolites; 5–11 – Archaean: 5, 6 – biotite (5) and amphibole-biotite (7) TTG gneisses, 7 – plagiogranite veins, 8–10 – eclogites: mafic (8), Fe-Ti (9), high-Mg (piklogites), (10) 11 – garnetites, 12–17 – geological boundaries and structural elements: 12 – boundary of the outcrop, 13 – gradual transitions, 14 – sharp boundaries, 15 – suggested faults, 16 – banding / gneissosity, 17 – orientation of banding; 18–20 – samples for research: petrologic (18), geochemical (19) and geochronological (20)



**Рис. 2.3.** Жилы кианит-гранат-биотитовых плагиогранитов. Фото А.А. Щипанского

А – сегрегации кислой выплавки («замороженная жила»); В – жилы с резкими границами. Звездочкой показано место отбора геохимической пробы SB-805 и геохронологической пробы S-204/28. Положение рис. 2.3-В показано на рис. 2.2

**Fig. 2.3.** Kyanite-garnet-biotite plagiogranite vein. Photo A.A. Shchipansky

A – acid melt segregation (“frozen vein”); B – veins with sharp boundaries. Asterisk shows the place of geochemical (SB-805) and geochronological (S-204/28) sampling. Position of Fig. 2.3-B is shown in Fig. 2.2

**Объект 1. Местонахождение – Узкая Салма (Салма)** (32°22.4' в.д., 67°28.3' с.ш. – см. рис. 2.1, 2.2).

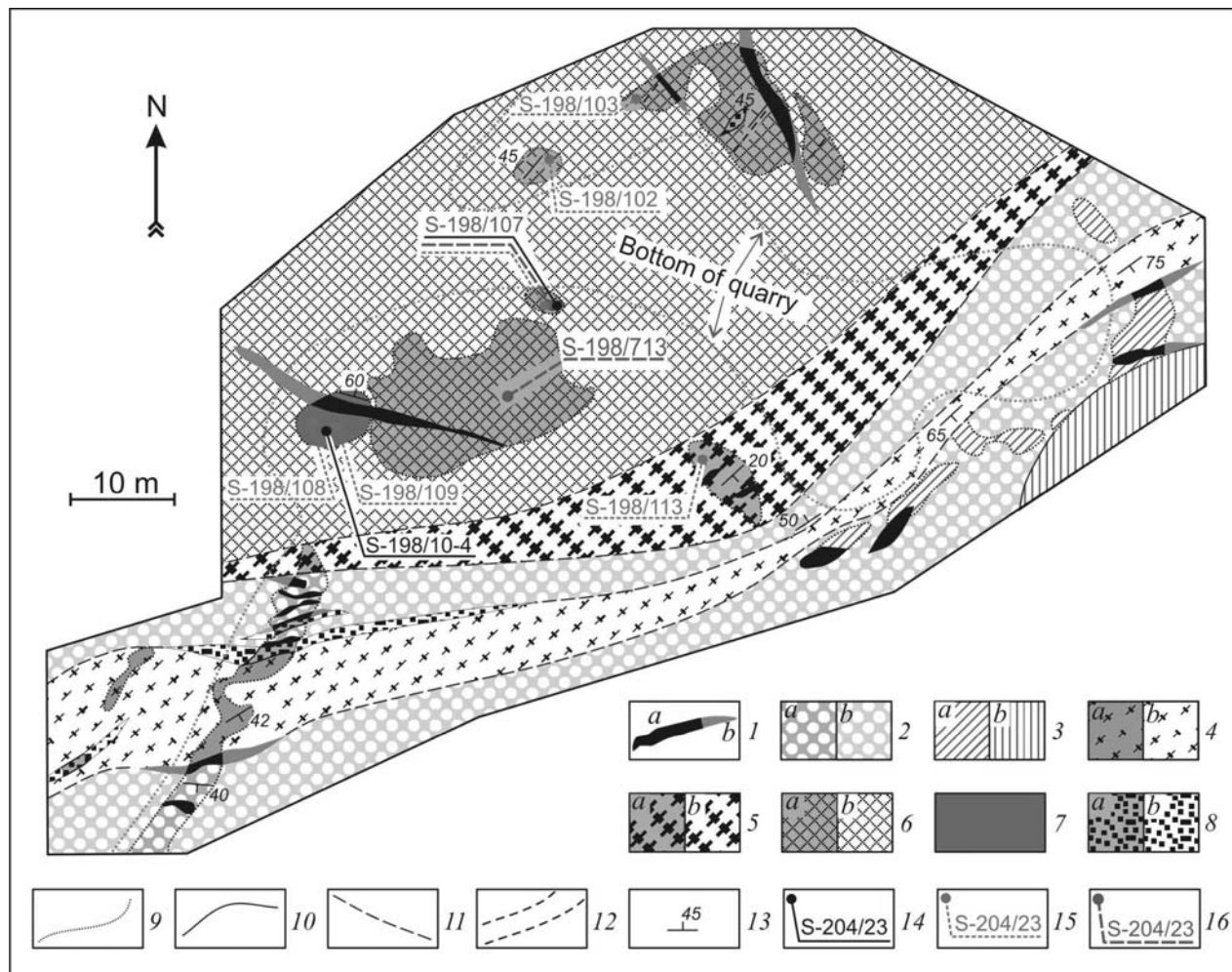
Серия эклогитовых тел, которые обнажены вдоль южного берега пролива Узкая Салма, соединяющего озера Бабинская и Экостровская Имандра, пересекается федеральной автотрассой Санкт-Петербург–Мурманск (1192-й километр). Эклогитсодержащая ассоциация прослежена по простиранию примерно на 4 км при суммарной мощности 300–500 м. В ТТГ гнейсах распределены субсогласные тела преобладающих по объему мафитовых эклогитов, прослои и линзы Fe-Ti эклогитов и пиклогитов (высоко-Mg эклогитов), маломощные прослои и линзы гранатитов, а также гранатовые и безгранатовые амфиболиты, жилообразные и линзовидные тела гранитоидов и палеопротерозойских пегматитов.

**Мафитовые эклогиты** (метабазалты или метагаббро) образованы серовато-зеленой клинопироксен-плагиоклазовой симплектитовой матрицей, на фоне которой выделяются крупные (до 4–5 мм) порфиробласты граната. Изредка распознаются реликты ярко-зеленого омфацита. Порфиробласты окружены келифитовыми каймами, внутри порфиробластов различимы тонкие включения темноцветных минералов. Краевые зоны крупных тел эклогитов преобразованы в гранатовые и безгранатовые амфиболиты, внутренние части тел неравномерно амфиболизованы. Амфиболизация обычна в экзоконтактах поздне-палеопротерозойских («свекофенских») кварцевых и пегматитовых жил и в связи с локальными зонами трещиноватости. Массивные мелко-, среднезернистые **железисто-титанистые (Fe-Ti) эклогиты** (Fe-Ti метагаббро: FeO\* – до 18–19%, TiO<sub>2</sub> – 2.5%) выделяются характерной ржавой окраской. Первоначально для этой разновидности было принято наименование «эклогит-рестит», так как предполагалось, что порода формировалась при парциальном плавлении «нормальных» мафитовых эклогитов (Щипанский и др., 2005а, б). Дальнейшие исследования показали, что Fe-Ti эклогиты, вероятнее всего, сформированы в результате изохимического метаморфизма протолитов соответствующего состава.

**Гранатиты**, состоящие из граната (максимально – до 90%), плагиоклаза, пироксенов и кварца с заметным количеством рутила, образуют линзовидные тела или протяженные «прослои», реже секущие полосы мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и более (рис. 2.3). По крайней мере, в части случаев гранатиты сформированы в результате метаморфизма габброидов, обогащенных Fe-Ti окислами, в том числе с титано-магнетитовым или ильменит-магнетитовым оруденением.

В обнажениях зафиксированы свидетельства парциального плавления: доступны наблюдению как начальная стадия сегрегации кислой выплавки (рис. 2.3 А), так и жилы **кианит-гранат-биотитовых плагиогранитов** мощностью до 50–60 см (рис. 2.3 В). В жилах различимы включения голубого кианита, который во вмещающих гнейсах отсутствует.





**Рис. 2.4.** Местонахождение – Пиренга (Широкая Салма): карьер в северо-восточном борту выемки вдоль шоссе Санкт-Петербург – Мурманск, 1198-й километр (по Н.Е. Козловой и О.Н. Платоновой с незначительными упрощениями)

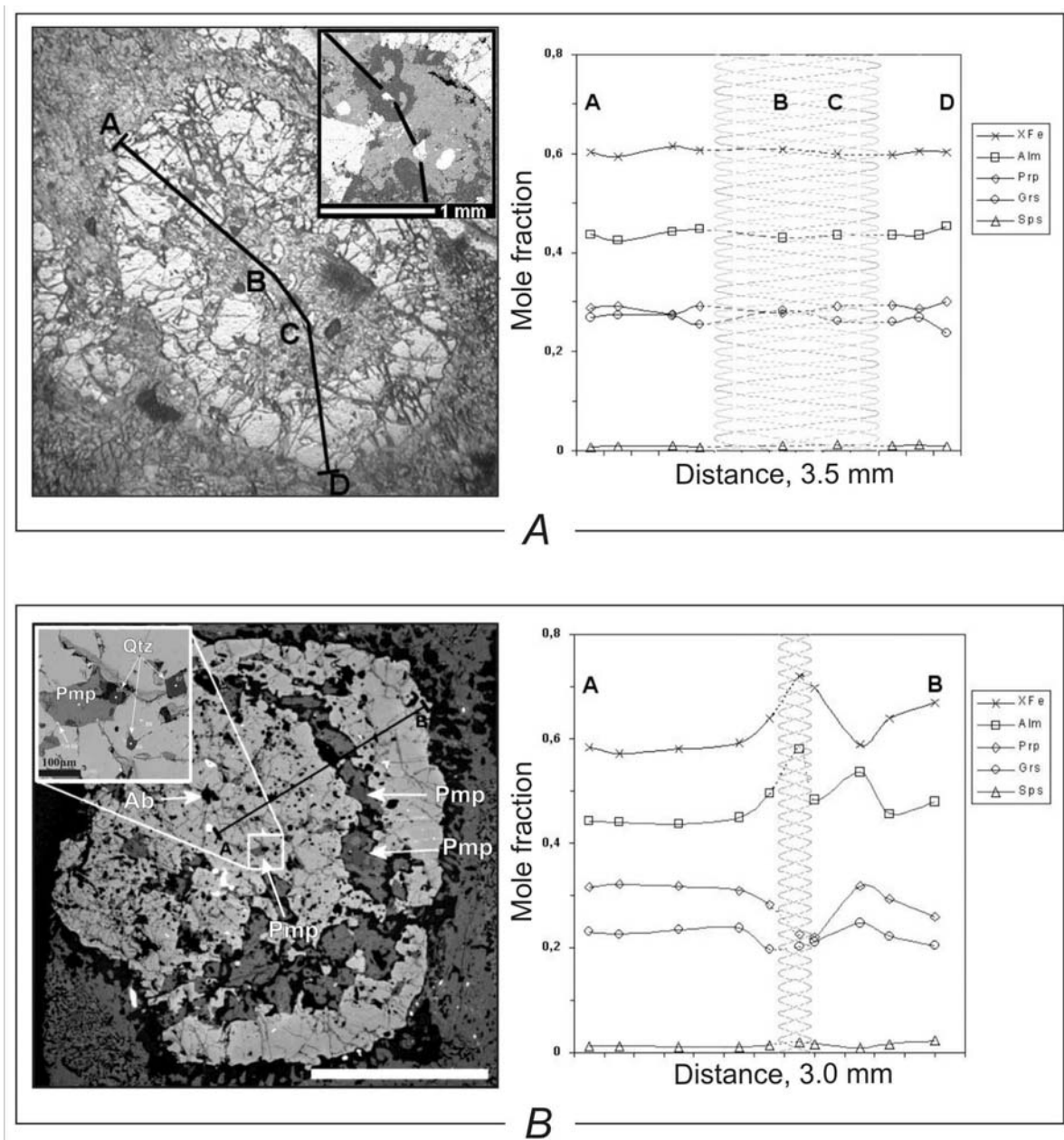
В обозначениях 1–8 показаны породы в обнажениях (а) и их приблизительное положение, намеченное по осыпям и развалам (b). 1–3 – палеопротерозой: 1 – пегматиты, 2, 3 – амфиболиты по эклогитам: гнейсовидные (2) и массивные (3); 4–8 – архей: 4 – гранат-амфиболовые гнейсы, 5 – мигматизированные ТТГ гнейсы, 6, 7 – эклогиты: мафитовые, в том числе обогащенные окислами Fe и Ti (6), высокомагнезиальные (пиклогиты) (7), 8 – гранатиты; 9–13 – геологические границы и структурные элементы: 9 – постепенные переходы, 10 – резкие границы, 11 – границы предполагаемые, 12 – полосчатость / гнейсовидность, 13 – элементы залегания полосчатости и гнейсовидности; 14–16 – пробы для исследований: петрологических (14), геохимических (15) и геохронологических (16)

**Fig. 2.4.** Pirenga location (Shirokaya Salma): quarry in north-eastern edge of the groove along the St. Petersburg – Murmansk highway, 1198 km (slightly simplified after N.E. Kozlova and O.N. Platonova)

Signs from 1 to 8 show the rocks in the outcrops (a) and their approximate position beneath scree (b). 1–3 – Paleoproterozoic: 1 – pegmatites, 2, 3 – amphibolites transformed in eclogites: gneissic (2) and massive (3) ones, 4–8 – Archaean: 4 – garnet-amphibole gneiss, 5 – migmatized TTG gneiss, 6, 7 – eclogites: mafic including enriched with Fe and Ti oxides varieties (7), high-Mg ones (piklogites) (7); 8 – garnetites; 9–13 – geological boundaries and structural elements: 9 – gradual transitions, 10 – sharp boundaries, 11 – suggested boundaries, 12 – banding / gneissosity, 13 – orientation of banding and gneissosity; 14–16 – samples for research: petrologic (14), geochemical (15) and geochronological (16)

**Объект 2. Местонахождение – Широкая Салма (Пиренга)** (32°21.1' в.д., 67°31.3' с.ш.).

Эклогиты обнажены севернее пролива Широкая Салма на 1198-м километре федеральной автотрассы Санкт-Петербург – Мурманск (рис. 2.1, 2.4). В карьере строительного камня и в придорожной выемке среди гнейсов наблюдаются мафитовые эклогиты, слагающие тело с видимой мощностью более 40 м и протяженностью 80 м. Встречены участки Fe-Ti эклогитов с включениями графита и небольшое тело пиклогитов. В юго-восточной части карьера эклогиты замещены массивными безгранатовыми амфиболитами.



**Рис. 2.5.** Свидетельства проградской стадии метаморфической эволюции – мафитовый эклогит (обр. S-204/16, положение образца см. на рис. 2.2)

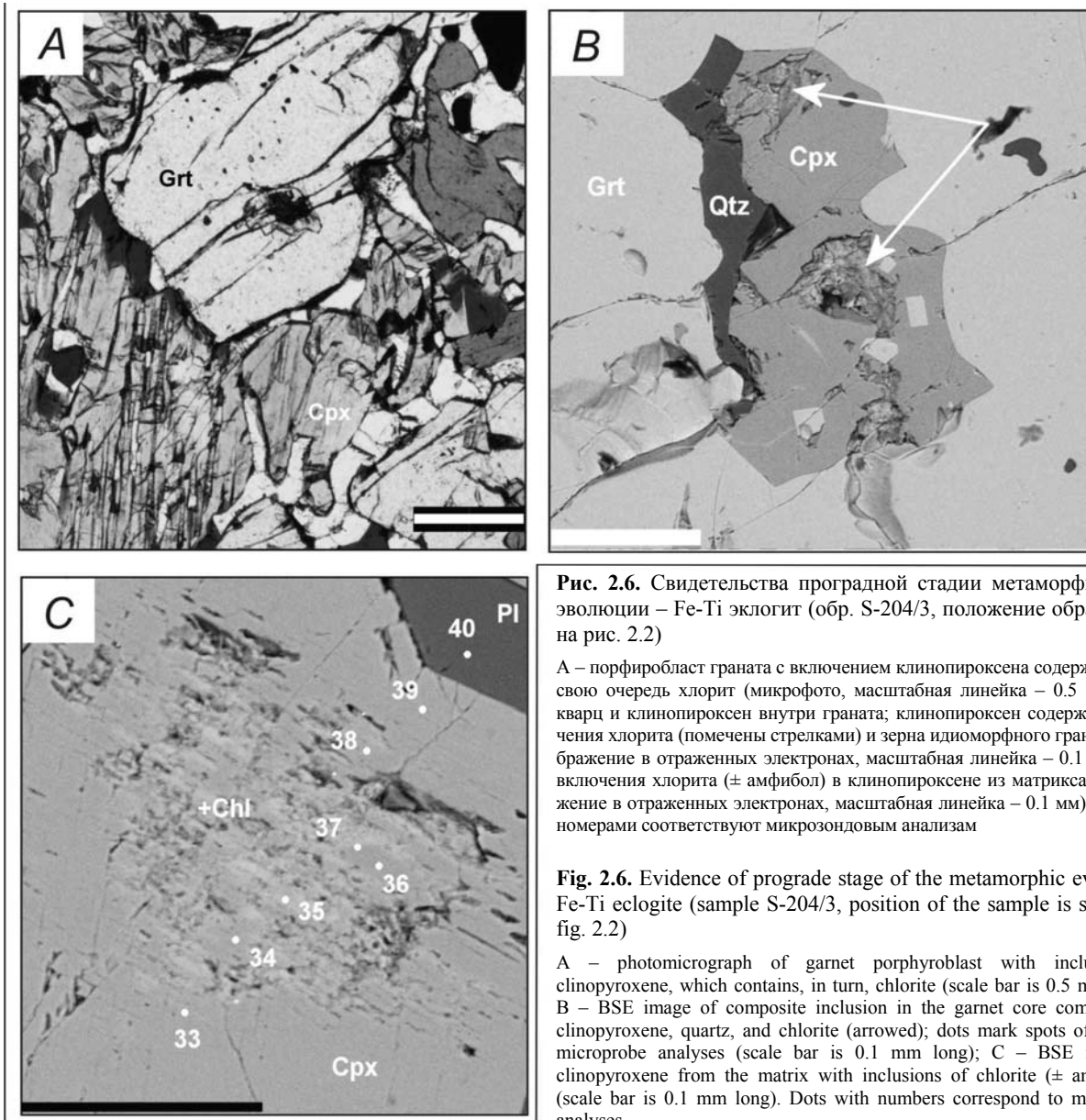
A – порфириобласт граната с атолл-структурой: слева – микрофотография (на врезке: увеличенное изображение в отраженных электронах центральной части), справа – композиционный профиль (заштрихованная область соответствует «лагуне» внутри атолла); B – порфириобласт граната с атолл-структурой: слева – изображение в отраженных электронах: видны включения альбита и пумпеллеита (отмечены стрелками и в увеличенном масштабе показаны на врезке), справа – композиционный профиль граната (заштрихованная область соответствует участку с реликтами альбита, актинолита и пумпеллеита)

**Fig. 2.5.** Inclusions of the relic low-T minerals in the Salma eclogite as an evidence of the prograde metamorphic evolution (sample S-204/16, position of the sample is shown in fig. 2.2)

A – atoll type garnet within Cpx-Pl symplectite microphoto (left) with the inset showing enlarged BSE image of the central part of atoll, and a compositional profile (right), where shaded area corresponds to “lagoon” of atoll; B – BSE image of the atoll type garnet (left) with inclusions marked by white arrows for Ab (albite) and Pmp (pumpellyite), and a compositional profile (right), where shaded area corresponds to a zone with relics of Ab, Act (actinolite) and Pmp (scale bar is 2 mm long)

### Петрология: минеральные ассоциации

**Реликтовые признаки проградской стадии метаморфической эволюции.** В мафитовых эклогитах встречается гранат, характеризующийся так называемой атоллловой структурой: кристаллизация таких порфириобластов происходила одновременно от центра к краю и навстречу – от края к центру. Это создавало условия для захвата гранатом ранее существовавшей минеральной ассоциации (рис. 2.5 А, В). Внутри «атоллов» обнаружены пумпеллеит в виде изолированных включений и в сростках с актинолитом и альбит. Включения низкотемпературных минералов обнаружены также и в Fe-Ti эклогите (рис. 2.6). Чрезвычайно интересны



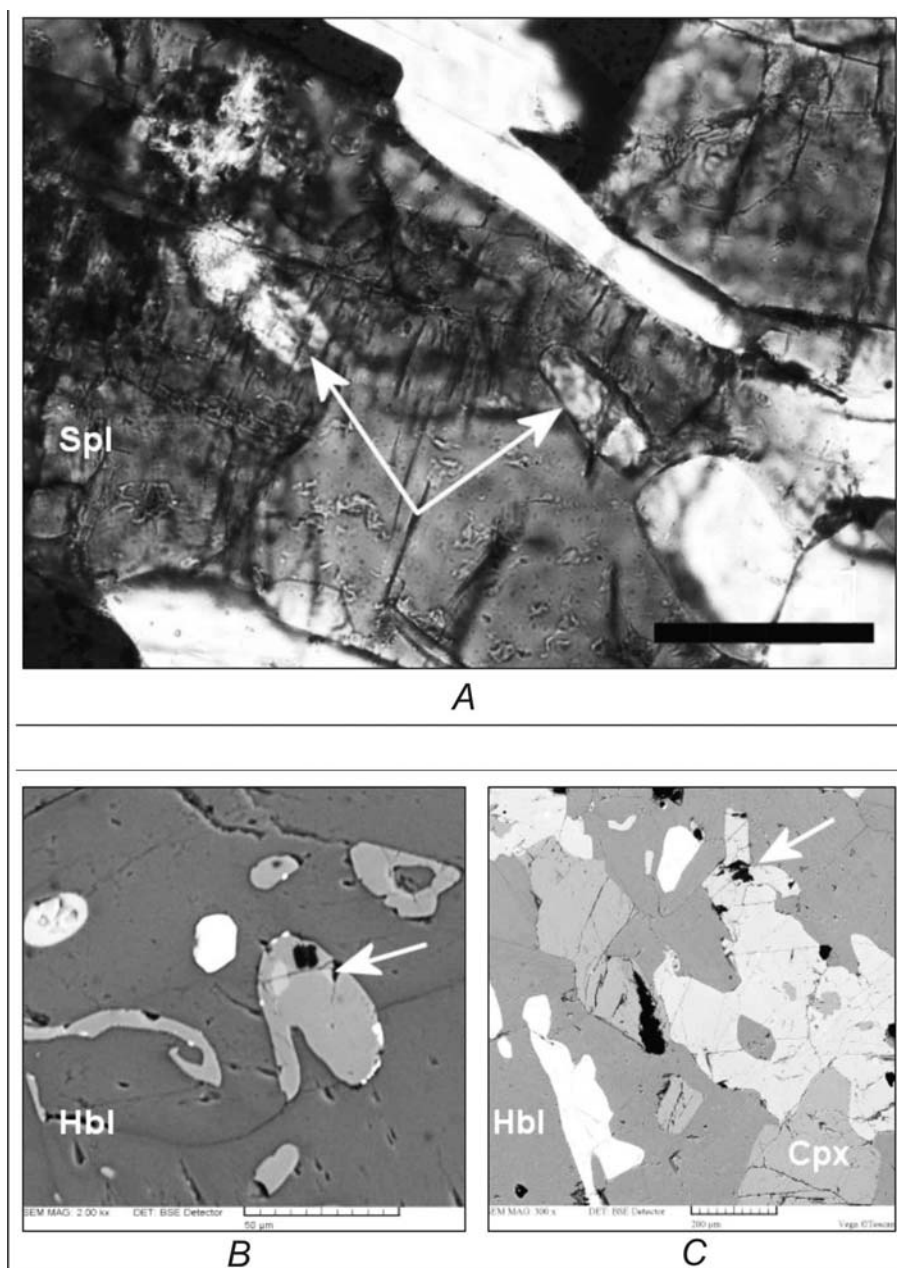
**Рис. 2.6.** Свидетельства проградской стадии метаморфической эволюции – Fe-Ti эклогит (обр. S-204/3, положение образца см. на рис. 2.2)

А – порфириобласт граната с включением клинопироксена содержащего, в свою очередь хлорит (микрофото, масштабная линейка – 0.5 мм); В – кварц и клинопироксен внутри граната; клинопироксен содержит включения хлорита (помечены стрелками) и зерна идиоморфного граната (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.1 мм); С – включения хлорита (± амфибол) в клинопироксене из матрикса (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.1 мм). Точки с номерами соответствуют микрозондовым анализам

**Fig. 2.6.** Evidence of prograde stage of the metamorphic evolution, Fe-Ti eclogite (sample S-204/3, position of the sample is shown in fig. 2.2)

A – photomicrograph of garnet porphyroblast with inclusion of clinopyroxene, which contains, in turn, chlorite (scale bar is 0.5 mm long); B – BSE image of composite inclusion in the garnet core composed of clinopyroxene, quartz, and chlorite (arrowed); dots mark spots of electron microprobe analyses (scale bar is 0.1 mm long); C – BSE image of clinopyroxene from the matrix with inclusions of chlorite (± amphibole) (scale bar is 0.1 mm long). Dots with numbers correspond to microprobe analyses

включения в пиклогитах диаспора (рис. 2.7) – минерала, формирующегося при процессах выветривания: следовательно, породы, вовлеченные в субдукцию, начинали свой путь непосредственно с поверхности океанского дна. Определение «диаспора» подтверждено рамановской спектроскопией. Морфология включений и отсутствие каких-либо связей с пронизывающими породу трещинками или зонами подтверждает вывод о реликтовой («законсервированной») природе этих включений. В кристаллах граната в **гранатитах** также обнаружены включения хлорита и альбита. Их присутствие свидетельствует о том, что гранатиты были образованы по некоему протолисту, первоначально подвергавшемуся низкотемпературному метаморфизму.



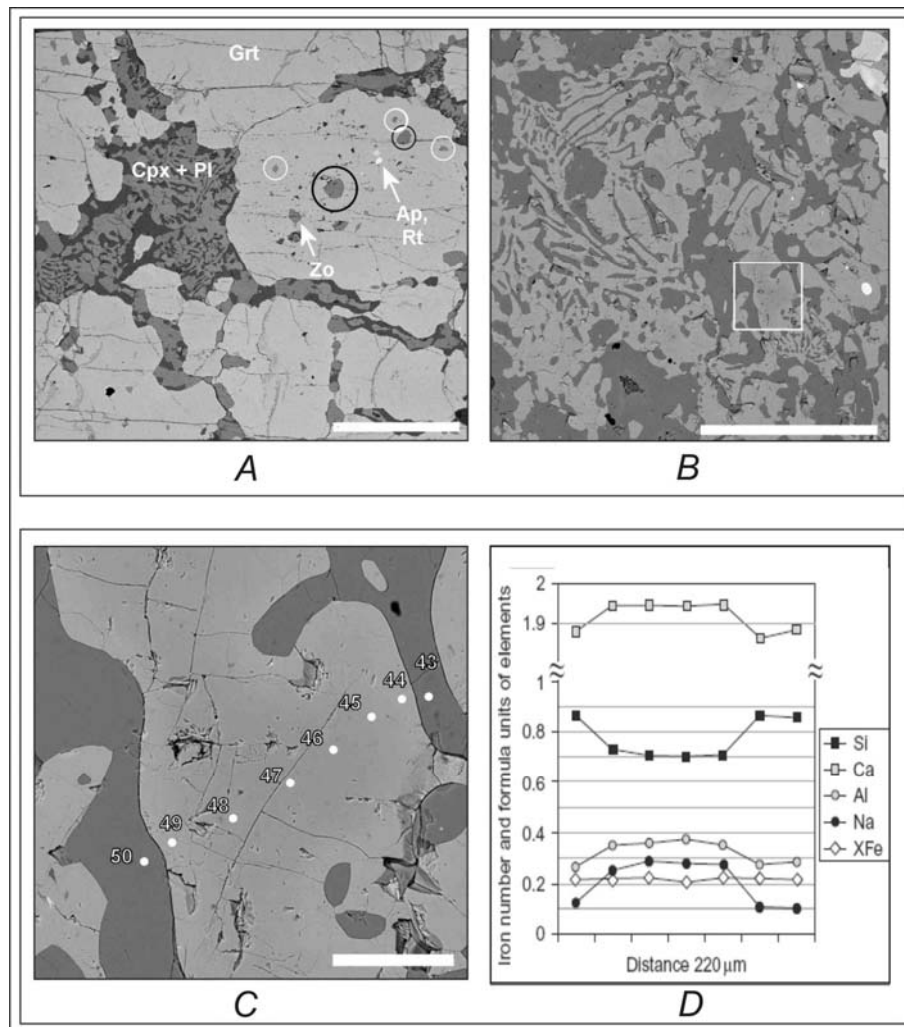
**Рис. 2.7.** Свидетельства проградской стадии метаморфической эволюции – пиклогит (обр. S-204/26, положение образца см. на рис. 2.2)

A – зеленая шпинель с реликтовыми включениями диаспора – отмечены стрелками (микрофото, масштабная линейка – 0.1 мм); B – шпинель (отмечена стрелкой) с включениями граната (светлое) и диаспора (черное); в амфиболе присутствуют также апатит (светло-серый) и хромит (белый) (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.05 мм); C – шпинель (отмечена стрелкой) с включением диаспора (черное) в прямом контакте с гранатом; в гранате – включения роговой обманки и клинопироксена (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.2 мм)

**Fig. 2.7.** Evidence of prograde stage of the metamorphic evolution, piclogite (sample S-204/26, position of the sample is shown in fig. 2.2)

A – photomicrograph of green spinel with inclusions of relict diaspora (arrowed) (scale bar is 0.1 mm long); B – BSE image of spinel (arrowed) with inclusions of garnet (light) and diaspora (black); within amphibole the apatite (light gray) and chromite (white) are also present (scale bar is 0.05 mm long); C – BSE image of spinel (arrowed) with the inclusion of diaspora (black) in direct contact with garnet; in garnet there are inclusions of hornblende and clinopyroxene (scale bar is 0.2 mm long)

**Перекристаллизация минералов с ростом давления и последующей декомпрессией.** Распределение включений в порфириобластах граната характеризуется определенной закономерностью (рис. 2.8 А): в центральной части локализованы цоизит (пистацит – 12%) и амфибол, ближе к периферии – клинопироксен. Прямым свидетельством роста давления является присутствие омфациита, сохранившегося среди симплектитовых Срх-Рl псевдоморфоз (рис. 2.8 В, С). Зональность состава омфациита свидетельствует о последовавшей декомпрессии: содержание жадеитового минала (Jd) в составе клинопироксена сокращается с 25–30% в центре зерна до 10% на границе с симплектитом (рис. 2.8 D). При этом железистость пироксена не меняется, следовательно, преобразование происходило за счет жадеитовой составляющей в результате индикаторной для декомпрессии реакции омфациита с кварцем.



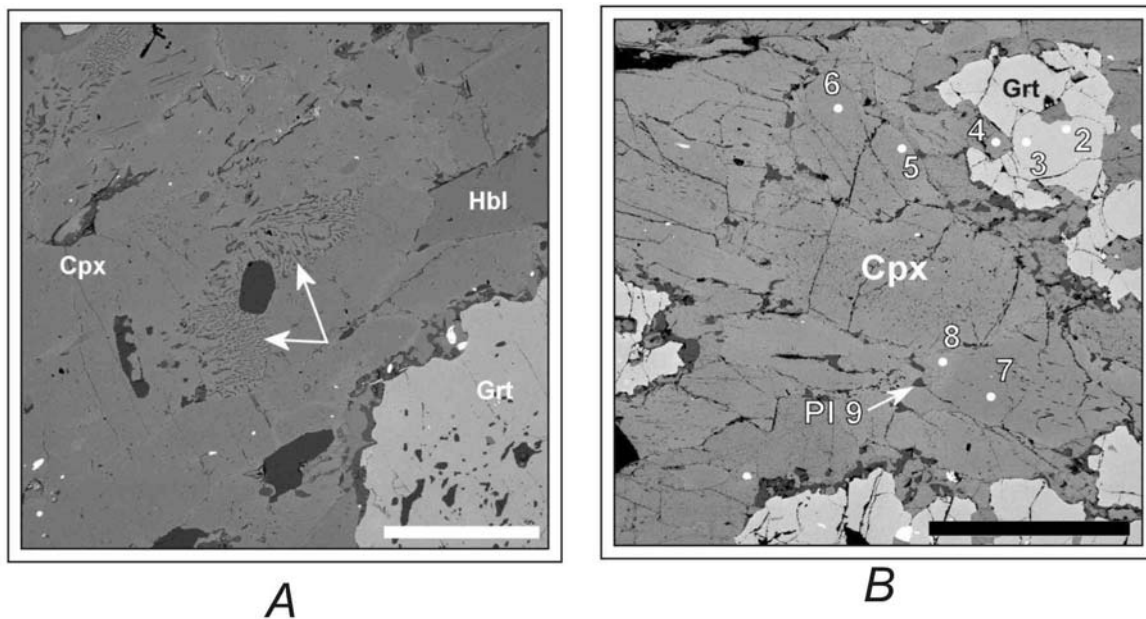
**Рис. 2.8.** Перекристаллизация, связанная с ростом давления и последующей декомпрессией – мафитовый эклогит (обр. М-2а, положение образца см. на рис. 2.2)

А – зональное распределение включений в гранате: черными кружками выделена роговая обманка, белыми – клинопироксен; обозначены включения цоизита, апатита и рутила (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.2 мм); В – симплектиты клинопироксена (светлое) с плагиоклазом (темное) – псевдоморфозы по омфацииту (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.2 мм); С – увеличенное изображение участка на фрагменте В: омфациит (серый тон), замещаемый симплектитом клинопироксена (светло-серый тон) с плагиоклазом (темно-серый тон) (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.05 мм). Точки с номерами соответствуют микрозондовым анализам; D – композиционный профиль участка через зерно омфациита (между точками 44 и 49 на фрагменте С)

**Fig. 2.8.** Recrystallization associated with an increase in pressure and subsequent decompression, mafic eclogite (sample M-2a, position of the sample is shown in fig. 2.2)

А – BSE image, zonal distribution of inclusions in garnet: hornblende is separated by black circles and clinopyroxene by white circles; inclusions of zoisite, apatite and rutile are indicated (scale bar is 0.2 mm long); В – BSE image, symplectites formed by clinopyroxene (light) and plagioclase (dark) that are pseudomorphs after omphacite (scale bar 0.2 mm); С – enlarged BSE image of the site in В fragment: omphacite (gray tone), which is replacing by symplectites of clinopyroxene (light gray tone) with plagioclase (dark gray tone) (scale bar is 0.05 mm long). Points with numbers correspond to the microprobe analyzes; D – compositional profile across the omphacite grain (between points 44 and 49 in C fragment)

**Минеральные ассоциации собственно эклогитовой стадии** зафиксированы в мафитовых эклогитах. Ассоциация относительно гомогенных минералов включает Срх (Jd – 21 мол. %) + Grt + Hbl + Rt + Qtz. Наблюдается зачаточная стадия формирования Срх-Рl псевдоморфоз на контакте омфациита с кварцем и тонкие келифитовые каймы (рис. 2.9 А). В Fe-Ti эклогитах и в пиклогитах (рис. 2.9 В) омфациит не был обнаружен, отсутствуют и симплектитовые колонии, однако оценки температур и давлений свидетельствуют о высокобарических условиях метаморфизма при незначительно повышенных температурах.



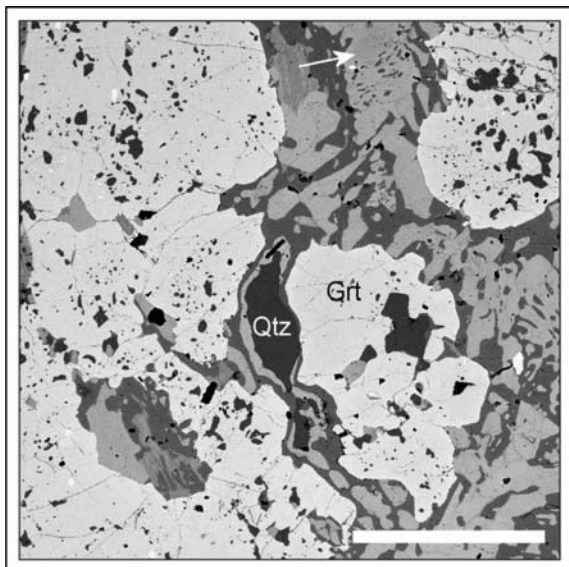
**Рис. 2.9.** Реликты высокобарических минеральных ассоциаций

A – ассоциация эклогитовой фации – мафитовый эклогит (обр. SB-812, положение образца см. на рис. 2.2). Омфацит и начальная стадия развития клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов (помечены стрелками) на границе с кварцем (черное зерно в центре) (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.1 мм); B – высокобарическая минеральная ассоциация – пиклогит (обр. S-198/10-4, положение образца см. на рис. 2.6) (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.1 мм). Точки с номерами соответствуют микрозондовым анализам

**Fig. 2.9.** Relics of high-pressure mineral assemblages

A – BSE image, eclogite facies assemblage, mafic eclogite (sample SB-812, position of the sample is shown in fig. 2.2). Omphacite and the initial stage of development of clinopyroxene-plagioclase symplectites (indicated by arrows) on the boundary with quartz (black grains in the center) (scale bar is 0.1 mm long), B – BSE image, high-pressure mineral assemblage, piclogite (sample S-198/10-4, position of the sample is shown in Fig. 2.6) (scale bar is 0.1 mm long). Points with numbers correspond to the microprobe analyses

**Признаки декомпрессии:** наряду с типичными Cpx-Pl симплектитами, псевдоморфно замещающими омфацит, наблюдаются двойные пироксен-плагиоклазовые короны на границе граната с кварцем, что свидетельствует о минеральных реакциях в условиях декомпрессии (Möller, 1998; Nakamura et al., 2004). Вследствие более низкой скорости диффузии Al по отношению к Fe, Mg и Ca мономинеральная плагиоклазовая кайма возникает по периферии граната, а пироксеновая примыкает к кварцу (рис. 2.10). Клинопироксен-плагиоклазовые короны формируются и вокруг включений кварца в порфиробластах граната.



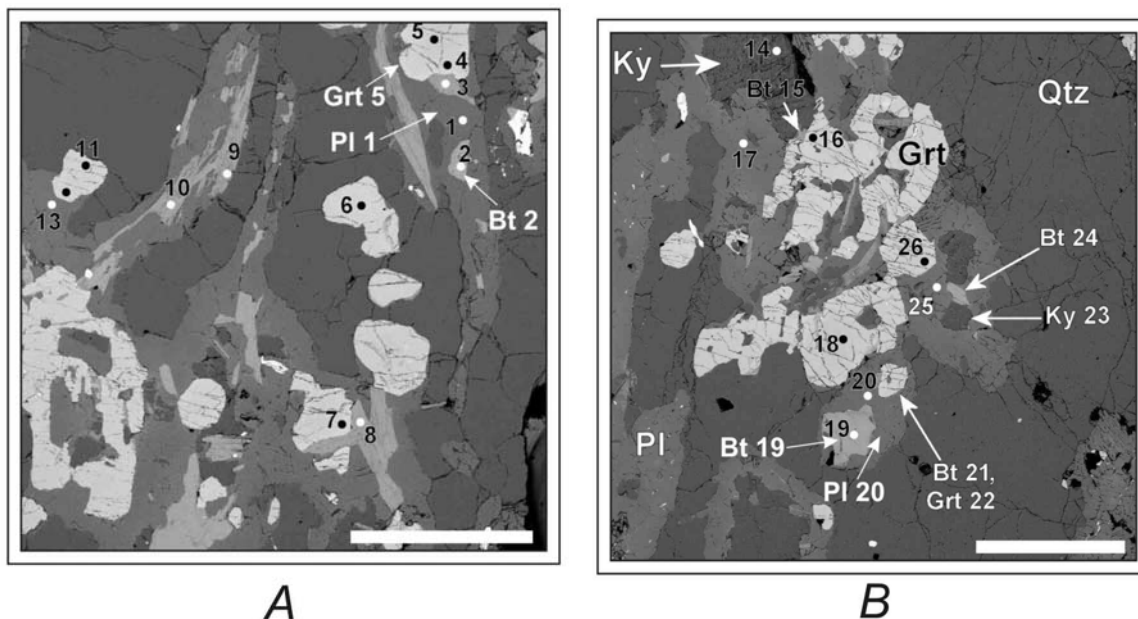
**Рис. 2.10.** Ретроградные преобразования в эклогит-гранулите (обр. S-198/107, положение образца см. на рис. 2.6). Реликт омфацита (указан стрелкой) среди Cpx-Pl симплектитов, Cpx-Pl короны на контакте граната с кварцем (в центре) (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.3 мм)

**Fig. 2.10.** Retrograde recrystallization in eclogite-granulite (sample S-198/107, for position of the sample see Fig. 2.6). BSE image: relic omphacite (arrowed) among the Cpx-Pl symplectites; Cpx-Pl coronas at the contact between garnet and quartz (in a center) (scale bar is 0.3 mm long)



**Появление гранулитовых минеральных ассоциаций.** Исследования преобразований омфацита в той же породе (Каулина и др., 2010) фиксируют в начальной стадии декомпрессии интрагранулярную перекристаллизацию: выделение ламелл плагноклаза, сопровождавшееся резким снижением концентрации жадеита (до 2-5 мол. %) в окружающем пироксене, и далее – исчезновением ламелл Fe-Mg пироксена и сопряженным формированием изометричных зерен гиперстена. Процесс в итоге приводит к формированию гранулитового парагенезиса  $Srx + Orx + Pl$ .

**Лейкократовые породы плагιοгранитного состава** образуют жильные обособления в телах эклогитов. Они включают гранат-биотит-кианитовую минеральную ассоциацию (рис. 2.11), в некоторых случаях содержат также клинопироксен и ортоклаз, акцессорный рутил замещается ильменитом. Соотношения, которые могли бы быть критерием при определении последовательности кристаллизации минералов, не установлены.



**Рис. 2.11.** Биотит-гранат-кианитовый метаплагиогранит (обр. S-204/28, положение образца см. на рис. 2.2)

A – плагноклазовая корона на границе кианита и кварца (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 0.5 мм); B – изолированные включения биотита в коронарном плагноклазе (помечены стрелками) (изображение в отраженных электронах, масштабная линейка – 1 мм). Точки с номерами соответствуют микрозондовым анализам

**Fig. 2.11.** Biotite-garnet-kyanite metaplagiogranite (sample S-204/28, position of the sample is shown in fig. 2.2)

A – BSE image: kyanite separated by plagioclase corona from quartz (scale bar is 0.5 mm long); B – BSE image: minor isolated biotite inclusions (arrowed) in plagioclase corona around kyanite (scale bar is 1 mm long). Points with numbers correspond to the microprobe analyses

### Петрология: метаморфизм и P-T эволюция эклогитов

Материалы петрологических исследований детально представлены в публикациях (Минц и др., 2010b; Konilov et al., 2011). Там же размещены таблицы с полной информацией о результатах микрозондовых исследований и петрологических расчетов.

**Методика исследований.** Расчеты температуры и давления по составам сосуществующих минералов были выполнены с помощью банка и программы минералогических сенсоров TPF, созданных в Институте экспериментальной минералогии РАН (Фонарев и др., 1994; Fonarev et al., 1991; Konilov, 1999; Maaskant, 2004). Ссылки на использованные геотермометры и геобарометры приведены в табл. 2.1. Результаты расчетов P-T параметров приведены в табл. 2.1 и на рис. 2.12 (по (Минц и др., 2010b; Konilov et al., 2011)).

Количественная реконструкция P-T эволюции эклогитов возможна с момента появления парагенезисов с хлоритом. Температура равновесия подобных парагенезисов сравнительно высока – 630–650 °C при давлении 7 кбар. На всех этапах эволюции, начиная с появления граната, температура оставалась в интервале 550–750 °C. Минимальное давление, при котором стабилен омфацит с содержанием жадеита около 30 мол. % в интервале температур 600–750 °C, должно быть не менее 12–15 кбар (Holland, 1980): эти пиковые параметры

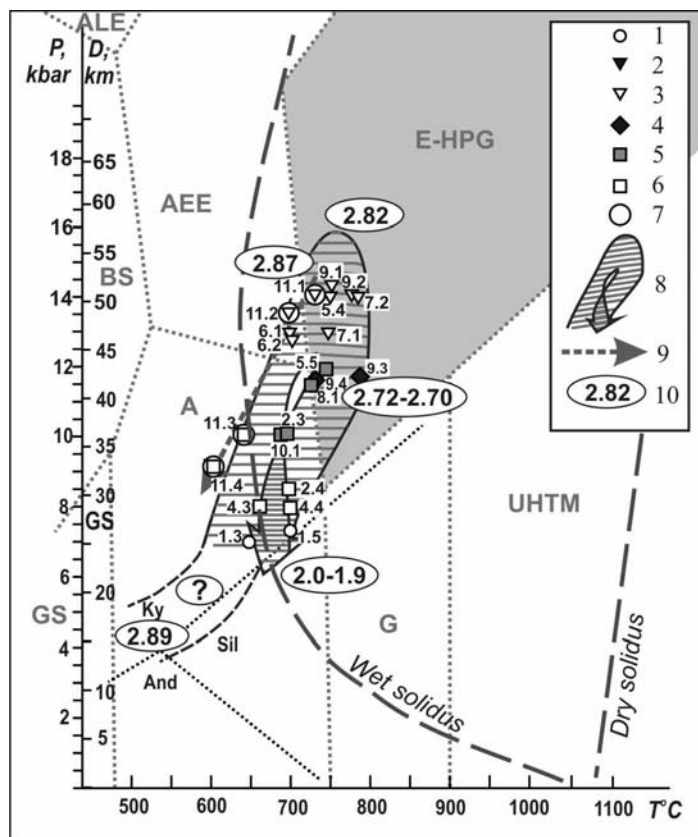
характеризуют условия экологитовой стадии. Симплектиты по омфациту являются признаком декомпрессии. Оценки параметров слабо проявленной гранулитовой стадии дают умеренно высокие температуры при повышенных давлениях: 790–730 °С и 11.7–11.6 кбар. Температуры формирования наиболее поздней ассоциации (амфибол-плаггиоклазовая оторочка и наиболее железистая тонкая кайма вокруг граната) находятся в том же интервале, что и температуры кристаллизации вмещающих ТТГ гнейсов (650–700 °С). Очевидно, Р-Т условия и время финальной стадии преобразования экологитов и метаморфизма ТТГ гнейсов совпадали.

**Таблица 2.1.** Р-Т параметры метаморфизма экологитов ассоциации Салмы (см. рис. 2.12)

**Table 2.1.** Р-Т parameters of metamorphism of the Salma eclogite assemblage (see Fig. 2.12)

№ number	Образец Sample	Ассоциация Mineral assemblage	Сенсор* Sensor*	Т, °С	Р, кбар P, kbar	Стадии** (Stages**)
1.1	S-204/16 – мафитовый экологит mafic eclogite	IIб	P-85b	643	(7)	П (P)
1.2			L&P-89	670		П (P)
1.3		IIIб	H&B-94a	<b>650</b>		П (P)
1.4			H&B-94b	490		П (P)
1.5			M&P-98a	(700)		П (P)
1.6			M&P-98b	(700)		П (P)
2.1	S-204/3 – Fe-Ti экологит Fe-Ti eclogite	I	P-85a	628	(7)	П (P)
2.2		II	P-85a	640	(7)	П (P)
2.3		«минералы-хозяева» “mineral-host”	GCPQ	<b>689</b>	<b>10,0</b>	P (P)
2.4			M&P-98a	(700)	<b>8,5</b>	P (P)
2.5			M&P-98b	(700)	7,5	P (P)
3.1	S-204/26 – пиклогит piclogite	Ia	P-85a	632	(7)	П (P)
3.2			P-85b	564	–	П (P)
3.3			L&P-89	623	–	П (P)
4.1	4LM-10 – Ку-экологит (местонахождение Чалма) Ky-eclogite (Chalma deposit)	II	H&B-94a	634	(8)	P (R)
4.2			H&B-94b	607	(8)	P (R)
4.3		III	H&B-94a	<b>660</b>	(8)	P (R)
4.4			M&P-98a	(700)	<b>8,0</b>	P (R)
4.5			M&P-98b	(700)	7,1	P (R)
4.6		IV	P-85b	647	–	P (R)
4.7			L&P-89	697	–	P (R)
5.1	M-2a – мафитовый экологит mafic eclogite	I	P-85b	687	–	П (P)
5.2		II	L&P-89	704	–	П (P)
5.3			P-85a	707	(10)	П (P)
5.4		III	H-80	(750)	<b>14,0</b>	Э (E)
5.5		IV	GCPQ	<b>747</b>	<b>11,9</b>	P (R)
5.6			M&P-98a	(750)	13,2	P (R)
5.7			M&P-98b	(750)	12,0	P (R)
6.1	SB-812 – мафитовый экологит mafic eclogite	I	P-85a	<b>698</b>	(13)	Э (E)
6.2			H-80	(700)	<b>12,8</b>	Э (R)
6.3		II	M&P-98a	(750)	10,3	P (R)
6.4			M&P-98b	(750)	9,5	P (R)
7.1	S-198/10-4 – пиклогит piclogite	I	H-80	(750)	<b>13,0</b>	Э (E)
7.2		II	P-85a	<b>780</b>	(14)	Э (E)
7.3		III	M&P-98a	(750)	13,6	P (R)
7.4			M&P-98b	(750)	12,4	P (R)
8.1	S-198/107 – мафитовый экологит mafic eclogite	I	GCPQ	<b>723</b>	<b>11,5</b>	P (R)
8.2			M&P-98a	(750)	10,6	P (R)
8.3			M&P-98b	(750)	9,7	P (R)
9.1	KV-05/2 – мафитовый экологит mafic eclogite	I	H-80	(750)	<b>14,3</b>	Э (E)
9.2			P-85a	<b>774</b>	(14)	Э (E)
9.3		II	GOPQ	<b>787</b>	<b>11,7</b>	P-Г (R-G)
9.4			GCPQ	<b>731</b>	<b>11,6</b>	P-Г (R-G)
10.1	S-204/23 – гранатит garnetite	I	GCPQ	<b>695</b>	<b>10,0</b>	P (R)
11.1	S-204/28 – плаггиогранит plagiogranite	I	GB	<b>732</b>	(14)	Э (E)
11.2			K&N-89	(700)	<b>13,5</b>	Э (E)
11.3		II	GB	<b>643</b>	(10)	P (R)
11.4			K&N-89	(600)	<b>9,1</b>	P (R)





**Рис. 2.12.** Метаморфическая эволюция эклогитов Салмы (табл. 2.1)

Метаморфические фации (по: Brown, 2009): GS – зеленые сланцы, BS – голубые сланцы, ALE – амфибол-лавсонитовые эклогиты, A – амфиболиты, AEE – амфибол-эпидотовые эклогиты, G – гранулиты, E-HPG – среднетемпературные эклогиты – высокобарные гранулиты; UHTM – сверхвысокотемпературная область гранулитовой фации. Точки P-T параметров минеральных равновесий, полученные по независимым оценкам P и T, обозначены залитыми знаками; точки, полученные только по одной из оценок, сопоставленной с предполагаемой оценкой второго параметра, показаны незалитыми знаками. Около значков подписаны номера оценок по табл. 2.1.

1–7 – стадии: 1 – проградная, 2, 3 – эклогитовая, 4 – гранулитовая, 5, 6 – ретроградная; 7 (знаки в кружках) – оценки по плагиогранитам; 8, 9 – P-T-траектории: 8 – для эклогитов, 9 – для плагиогранита; 10 – возраст главных метаморфических событий, млрд лет

**Fig. 2.12.** Metamorphic evolution of eclogites Salma (see table 2.1)

Metamorphic facies (after (Brown, 2009)): GS – green schists, BS – blue schists, ALE – amphibole-lawsonite eclogites, A – amphibolites, AEE – amphibole-epidote eclogites, G – granulites, E-HPG – medium-temperature eclogites – high-pressure granulites; UHTM – ultrahigh-temperature area of granulite facies. P-T parameters of mineral equilibria from independent estimates of P and T denoted by closed signs; points obtained only from one estimate that is associated with the proposed estimate of the second parameter, are shown in open signs; numbers correspond to the table 2.1.

1–7 – stages: 1 – prograde, 2, 3 – eclogite, 4 – granulite, 5, 6 – retrograde; 7 (symbols in circles) – estimates for plagiogranite, 8, 9 – PTt-paths: 8 – for eclogites, 9 – for plagiogranite, 10 – age of the main metamorphic events, Ga

**\*Сенсоры:**

GB – Grt-Bt геотермометр системы TPF;  
GCPQ и GOPQ – Grt-Cpx-Pl-Qtz и Grt-Opx-Pl-Qtz геотермобарометры системы TPF соответственно;  
H-80 – Cpx-Pl-Qtz геобарометр (Holland, 1980);  
H&B-94 a, b – Hbl-Pl-Qtz и Hbl-Pl геотермометры соответственно (Holland, Blundy, 1994);  
K&N-89 – Grt-Pl-Ky-Qtz геобарометр (Koziol, Newton, 1989).  
K&S-90 a, b – Grt-Hbl-Pl-Qtz геобарометр (Kohn, Spear, 1990) Mg- и Fe-эквивалент соответственно);  
L&P-89 – Grt-Hbl геотермометр (Лаврентьева, Перчук, 1989);  
M&P-98 a, b – Cpx-Pl-Qtz геобарометр ((McCarthy, Patiño Douce, 1998) уравнения 5 и 7 соответственно);  
P-85 a, b – Grt-Cpx и Grt-Hbl геотермометры (Powell, 1985);

**\*\* Стадии:** П – проградная; Э – эклогитовая (минимальное давление для задаваемой температуры); Р – ретроградная, Р-Г – гранулитовая.

**Примечание:** Жирным шрифтом выделены независимые оценки температуры и давления, использованы для реконструкции метаморфической эволюции (рис. 2.12). Задаваемые значения P или T для расчета второго параметра заключены в скобки.

**\*Sensors:**

GB – Grt-Bt geothermometer of the TPF system;  
GCPQ and GOPQ – Grt-Cpx-Pl-Qtz and Grt-Opx-Pl-Qtz geothermobarometry TPF system, respectively;  
H-80 – Cpx-Pl-Qtz geobarometer (Holland, 1980);  
H&B-94 a, b – Hbl-Pl-Qtz and Hbl-Pl geothermometer respectively (Holland, Blundy, 1994);  
K&N-89 – Grt-Pl-Ky-Qtz geobarometer (Koziol, Newton, 1989).  
K&S-90 a, b – Grt-Hbl-Pl-Qtz geobarometer ((Kohn, Spear, 1990) Mg and Fe equivalent, respectively);  
L&P-89 – Grt-Hbl geothermometer (Lavrentiev, Perchuk, 1989);  
M&P-98 a, b – Cpx-Pl-Qtz geobarometer ((McCarthy, Patiño Douce, 1998) equations 5 and 7, respectively);  
P-85 a, b – Grt-Cpx and Grt-Hbl geothermometer (Powell, 1985);

**\*\* Stages:** P – prograde, E – eclogite (minimum pressure for a given temperature), R – retrograde, R-G – granulite.

**Note:** Bold independent estimates of temperature and pressure used to reconstruct the metamorphic evolution (see Fig. 2.12). Adopted values of P or T for calculation of the second parameter are in brackets.

P-T-t траектория эволюции эклогитов Салмы (рис. 2.12) включает прогрессивную и регрессивную ветви. Эволюции плагиогранитов отвечает только регрессивная последовательность событий. Параметры кристаллизации плагиогранитов достигали 13.5–14 кбар и температуры ~ 700 °C, то есть минеральная ассоциация плагиогранитов изофациальна с эклогитовым метаморфизмом. Можно предполагать, что возникновение пла-

гиогранитного расплава было связано с метаморфическим процессом формирования эклогитов. Реально и другое предположение – о метаморфизме ранее сформированного плагиогранита.

### Геохимия: происхождение протолитов эклогитов

Материалы геохимических исследований представлены в публикациях (Розен и др., 2008; Минц и др., 2010b; Konilov et al., 2011). Составы пород приведены в табл. 2.2.

**Таблица 2.2.** Главные и редкие элементы в породах эклогитовой ассоциации Салма и во вмещающих ТТГ гнейсах

**Table 2.2.** Major and rare elements in the rocks of the Salma eclogite assemblage and in hosted TTG gneisses

Порода Rock	Мафитовые эклогиты Mafic eclogites							
№ number	SB-812	SB-803	SB-800-36	S-198/102	S-198/103	S-198/107	KV-05/1	KV-05/2
SiO <sub>2</sub>	49.38	48.70	52.02	50.52	47.76	49.98	47.70	45.50
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.98	0.63	0.72	0.86	0.76	0.54	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.59	16.40	14.32	15.42	15.30	15.06	16.20	17.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.18	11.93	10.97	11.16	13.77	12.24	10.20	12.10
MnO	0.22	0.18	0.18	0.17	0.21	0.19	0.16	0.19
MgO	12.12	7.98	8.56	7.76	8.19	8.54	9.72	10.70
CaO	11.14	11.67	10.97	11.58	12.10	10.92	11.40	11.00
Na <sub>2</sub> O	1.12	1.92	2.36	1.76	1.65	1.88	3.01	2.04
K <sub>2</sub> O	0.08	0.20	0.14	0.48	0.15	0.31	0.68	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	0.04	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05
Ппп LOI	1.00	0.27	0.46	0.40	0.14	0.13	0.23	0.20
Сумма Sum	100.45	100.31	100.65	100.03	100.19	100.08	99.89	99.84
Mg#	0.71	0.61	0.63	0.62	0.58	0.62	0.68	0.73
Sc		31		55	59	49		
V		295		250	272	216	174	163
Cr		167		224	308	478	595	687
Co		52.5		41.2	50.9	47.3	56.1	60.2
Ni		142						
Rb		8.4		8.73	2.45	3.53	19.7	8.94
Sr		114		94.7	32	50.6	103	59
Y		23.9		15.5	23.3	16.6	13.1	14.6
Zr		60.3		37.2	34.1	43.4	30.1	31.5
Nb		3.02		2.03	2.51	2.46	1.61	1.46
Ba		42.5		47.9	14.6	25.7	118	48.4
La		4.01		1.75	1.58	1.41	1.61	0.94
Ce		11.4		4.88	5.43	4.49	4.00	2.65
Pr		1.81		0.74	0.94	0.71	0.77	0.44
Nd		8.92		4.1	5.37	3.84	4.23	2.35
Sm		2.83		1.51	2.07	1.34	1.55	0.93
Eu		0.83		0.55	0.70	0.44	0.54	0.34
Gd		3.49		1.98	2.57	1.63	1.73	1.20
Tb		0.63		0.36	0.52	0.36	0.33	0.30
Dy		4.08		2.45	3.70	2.64	1.98	2.30
Ho		0.91		0.58	0.83	0.63	0.49	0.58
Er		2.72		1.69	2.56	1.86	1.47	1.69
Tm		0.39		0.24	0.37	0.25	0.24	0.26
Yb		2.52		1.72	2.55	1.77	1.44	1.58
Lu		0.35		0.25	0.38	0.24	0.20	0.25
Hf		1.73		1.29	1.08	1.23	0.88	0.89
Ta		0.17		0.11	0.15	0.14	0.10	0.08
Th		0.24		0.12	0.08	0.08	0.17	0.10
U		0.06		0.05	0.04	0.04	0.32	0.20



# Field Trip Guide Book

Таблица 2.2, продолжение

Table 2.2, continued

Порода Rock	Мафитовые эклогиты Mafic eclogites		Пиклогиты Piclogites				
№ number	<i>4LM-10</i>	<i>U-16/13</i>	<i>S-198/108</i>	<i>S-198/109</i>	<i>SB-804</i>	<i>KV-05/4</i>	<i>KV-05/5</i>
SiO <sub>2</sub>	46.60	46.52	47.62	44.42	49.55	45.80	46.02
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.75	0.8	1.12	0.50	0.27	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.00	16.19	6.38	6.73	13.40	5.45	8.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.00	12.55	11.79	14.94	11.92	9.82	13.09
MnO	0.16	0.19	0.16	0.22	0.22	0.14	0.29
MgO	10.50	10.61	19.27	18.17	12.43	24.3	13.90
CaO	11.00	10.83	8.67	8.45	9.96	10.1	17.32
Na <sub>2</sub> O	1.90	2.00	0.56	0.77	1.72	0.81	0.37
K <sub>2</sub> O	0.50	0.33	3.07	2.26	0.16	0.14	0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.04	0.09	0.06	0.14	0.09	0.08
Ппп LOI	0.57	0.15	1.35	2.76	0.56	2.46	0.08
Сумма Sum	99.82	100.16	99.78	99.93	100.56	99.38	99.38
Mg#	0.68	0.65	0.80	0.74	0.71	0.75	0.70
Sc			32	36	35		
V	160	181	205	184	214	110	154
Cr	597	346	1590	1560	879	2040	1970
Co	57	55	86	85	74	83	105
Ni					275		
Rb	16	7	154	75	3	2.7	0.32
Sr	82	58	0.1	8.5	43	23.2	79.4
Y	11.3	16	15.6	15.2	13.9	9.13	10.6
Zr	23.8	27.3	37.1	58.6	36.3	12.6	15.4
Nb	1.56	1.77	3.32	4.03	1.55	0.61	0.91
Ba	108	49	369	100	6.0	0.1	0.1
La	0.90	0.62	0.69	3.12	1.76	0.45	0.71
Ce	2.76	2.64	4.74	10.7	3.98	1.81	1.79
Pr	0.44	0.47	0.96	1.77	0.65	0.35	0.30
Nd	2.35	3.04	5.66	8.98	3.41	2.01	1.55
Sm	0.85	1.33	2.19	2.59	1.14	0.75	0.79
Eu	0.33	0.51	0.69	0.72	0.46	0.11	0.43
Gd	1.23	1.77	2.56	2.91	1.64	1.03	1.19
Tb	0.28	0.36	0.48	0.50	0.31	0.20	0.24
Dy	1.86	2.40	2.70	2.94	2.10	1.39	1.70
Ho	0.42	0.60	0.60	0.63	0.53	0.35	0.40
Er	1.25	1.78	1.73	1.57	1.58	0.96	1.07
Tm	0.17	0.27	0.24	0.23	0.25	0.13	0.17
Yb	1.23	1.74	1.51	1.50	1.62	0.95	0.95
Lu	0.20	0.27	0.22	0.23	0.28	0.14	0.16
Hf	0.71	0.79	1.16	1.79	0.91	0.35	0.49
Ta	0.08	0.09	0.20	0.22	0.08	0.05	0.08
Th	0.09	0.09	0.06	0.39	0.16	0.05	0.10
U	0.05	0.05	0.12	0.22	0.14	0.05	0.12

Таблица 2.2, окончание

Table 2.2, termination

Порода Rock	Пиклогиты Piclogites		Fe-Ti эцлогиты Fe-Ti-eclogites			Плагио- гранит Plagio- granite	ТТГ гнейсы TTG gneisses				
№ number	KV- 06/11	KV- 06/12	SB-801	SB-802	KV- 05/3	SB-805	SB-806/1	SB-810	KV- 05/6	KV-05/7	S- 198/113
SiO <sub>2</sub>	47.56	45.40	45.62	46.37	49.7	68.34	71.01	68.50	63.60	68.70	61.17
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.34	2.22	2.54	1.45	0.49	0.22	0.41	0.63	0.46	1.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.10	7.43	13.92	13.82	13.50	15.80	15.71	15.80	15.90	15.70	16.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	13.44	10.92	20.81	20.54	17.70	4.29	1.73	3.34	5.23	3.52	7.90
MnO	0.24	0.24	0.24	0.27	0.21	0.05	0.02	0.05	0.09	0.05	0.10
MgO	18.08	20.92	5.45	5.04	5.26	1.84	0.65	1.32	2.61	1.24	2.27
CaO	10.41	8.85	9.93	9.74	10.20	4.77	3.00	3.55	4.97	3.61	4.69
Na <sub>2</sub> O	0.42	0.75	1.86	1.70	1.94	2.93	3.79	4.70	4.11	4.35	3.35
K <sub>2</sub> O	0.13	1.55	0.03	0.10	0.08	0.67	3.00	1.76	2.17	1.75	2.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	0.05	0.11	0.10	0.11	0.06	0.11	0.18	0.11	0.21
Ппп LOI	0.89	2.40	0.22	0.09	0.08	0.52	0.78	0.28	0.35	0.32	0.52
Сумма Sum	99.59	99.50	100.00	99.98	99.96	100.15	99.36	99.82	99.84	99.81	99.99
Mg#	0.70	0.75	0.38	0.36	0.41	0.50	0.46	0.48	0.53	0.45	0.40
Sc			44	42		7	6				
V			1170	920	862	54	23	38	46	73.5	97
Cr			6.5	4	19	37	9	8	12	56.2	52
Co			84	78	70	20	4	9	8.5	17.2	19
Ni			26	38		35	9				
Rb			0.74	0.88	0.45	40	115	70	71	17	153
Sr			41	38	30	404	394	434	309	330	289
Y			28.9	33.4	20.5	8.9	3.63	6.87	7.4	28.8	17.6
Zr			77.1	138	59.4	227	107	146	147	286	219
Nb			3.75	5.10	1.78	6.72	3.25	6.1	5.71	13.4	10.6
Ba			0.2	2.50	0.18	531	709	627	529	572	463
La			0.76	1.82	0.67	25.1	16.1	30.8	22.2	50.8	29.6
Ce			2.31	4.79	1.82	50.0	31.5	57.6	43.2	106	62.5
Pr			0.44	0.80	0.41	5.54	3.36	6.46	4.53	12.2	7.76
Nd			3.22	4.79	3.20	20.2	10.7	21.5	15.90	43.7	28.5
Sm			2.16	2.45	1.90	3.60	1.79	3.18	2.81	8.24	5.08
Eu			1.04	1.16	0.72	1.29	0.60	0.85	0.75	1.42	1.21
Gd			3.29	3.89	2.56	3.34	1.36	2.54	2.55	7.11	4.70
Tb			0.76	0.81	0.46	0.45	0.19	0.34	0.34	0.97	0.62
Dy			4.95	5.39	3.39	2.04	0.71	1.50	1.67	5.20	3.29
Ho			1.07	1.29	0.81	0.34	0.12	0.27	0.29	1.04	0.65
Er			3.22	3.61	2.20	0.71	0.26	0.61	0.73	2.68	1.74
Tm			0.44	0.54	0.37	0.12	0.05	0.09	0.10	0.41	0.23
Yb			2.93	3.53	2.38	0.70	0.20	0.56	0.61	2.76	1.72
Lu			0.46	0.56	0.38	0.11	0.04	0.07	0.09	0.43	0.25
Hf			2.1	3.1	1.78	5.10	2.98	3.84	3.69	7.28	5.88
Ta			0.23	0.38	0.10	0.51	0.08	0.26	0.28	0.71	0.62
Th			0.13	0.29	0.07	4.13	3.55	3.82	3.14	8.91	4.88
U			0.07	0.08	0.31	1.14	1.19	0.29	0.28	0.66	0.74

Главные элементы – в вес. %, редкие элементы – в ppm (г/т).

Mg# (мольное отношение) =  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ , где  $FeO = 0.75Fe_2O_3^*$ .

Маркировка проб соответствует следующим эцлогитовым телам: SB – Салма; S-198 – Пиренга; KV, 4LM – Чалма; U – Уполакша.

Главные элементы (в вес. %) определялись в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, и Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск, методом РФА (XRF). Погрешность – 5 отн. %. Малые элементы определялись в ЦИИ ВСЕГЕИ методом ICP-MS на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Погрешность – 3–10 отн. %.

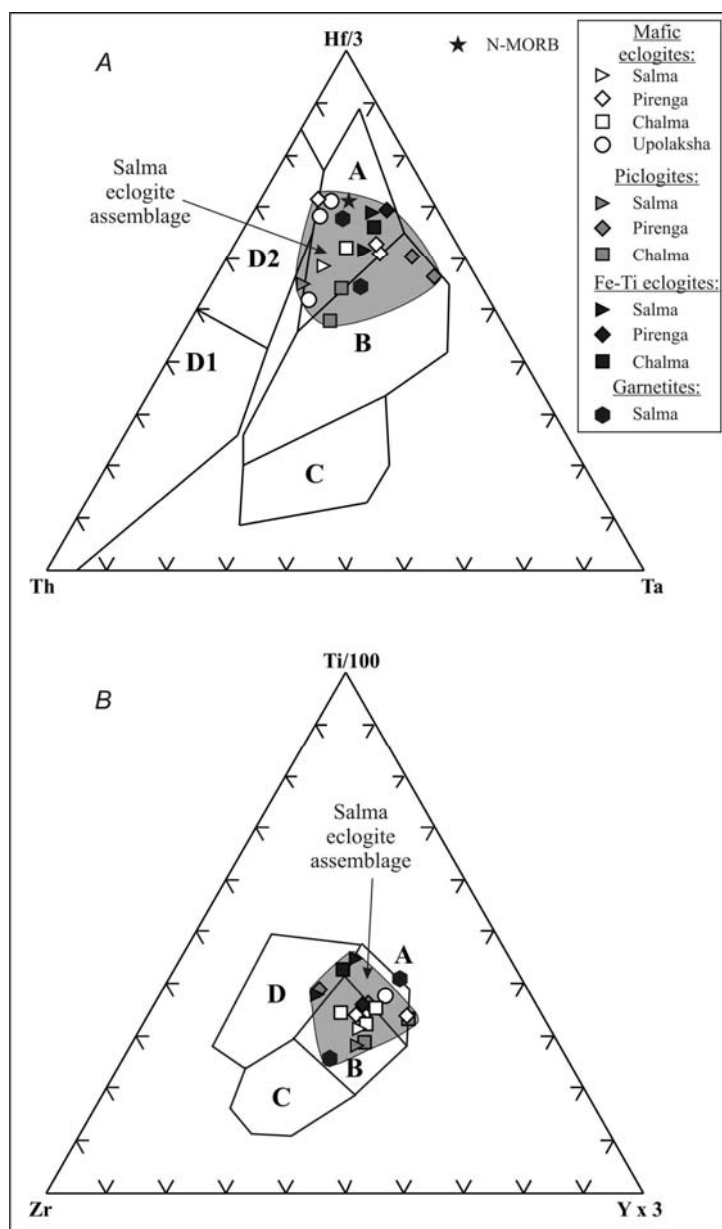
Major elements are in weight %, trace elements are in ppm.

Mg# (molar ratio) =  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ ,  $FeO = 0.75Fe_2O_3^*$ .

Marking of samples corresponds to the following eclogite bodies: SB – Salma; S-198 – Pirenga; KV, 4LM – Chalma; U – Upolaksha.

Major elements (in wt. %) were determined in the IIC VSEGEI, St. Petersburg and in the Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk by XRF. Accuracy is 5 rel. %. Minor elements were determined in the IIC using by ICP-MS method at Elan 6100 DRC in standard mode. Accuracy is 3–10 rel. %.

Согласно петрохимическим характеристикам протолитами **мафитовых эклогитов** могли быть низко-К толеитовые базальты или габбро и оливиновые габбро, протолитами **пиклогитов** – коматииты, пикриты или оливиновые габбро и троктолиты, сформированные из первичных верхнемантийных расплавов без существенного фракционирования. **Железисто-титанистые (Fe-Ti) эклогиты** петрохимически близки Fe-Ti базальтам или Fe-Ti габбро. На дискриминационных диаграммах Th-Hf/3-Ta и Ti/100-Yx3-Zr фигуративные точки мафитовых и Fe-Ti эклогитов попали в поле базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) (рис. 2.13). Пиклогиты занимают пограничную область между полями базальтов срединно-океанических хребтов и производных внутриплитного магматизма типа океанских плато (рис. 2.13 А). Спектры распределения малых элементов и РЗЭ также обнаруживают сходство составов эклогитов с N-MORB (Розен и др., 2008; Минц и др., 2010б). Вместе с тем в сравнении со средним N-MORB мафитовые эклогиты характеризуются пониженным уровнем концентраций как РЗЭ, так и большинства других малых элементов (рис. 2.14). Наблюдаемое отличие можно объяснить предположением об относительно более высоком, чем в современных хребтах, уровне парциального плавления. Положительная аномалия Nb, проявленная во всех разновидностях эклогитов (рис. 2.14), вероятнее всего, определяется спецификой магматических протолитов.



**Рис. 2.13.** Эклогиты района Салмы на классификационных диаграммах (N-MORB по: Hofmann, 1988):

A – Hf/3-Ta-Th (Wood, 1980). A – N-MORB; B – E-MORB и толеитовые внутриплитные базальты; C – щелочные внутриплитные базальты и их дифференциаты; D – базальты островных дуг и активных окраин их дифференциаты (D1 – известково-щелочные лавы, D2 – островодужные толеиты); B – Ti/100-Yx3-Zr (Pearce, Cann, 1973). A – низко-К толеиты островных дуг, B – базальты океанического дна, известково-щелочные базальты и низко-К толеиты островных дуг, C – известково-щелочные базальты, D – внутриплитные базальты (внутриокеанические и внутриконтинентальные)

**Fig. 2.13.** Salma eclogites plotted on discrimination diagrams (N-MORB are after Hofmann, 1988):

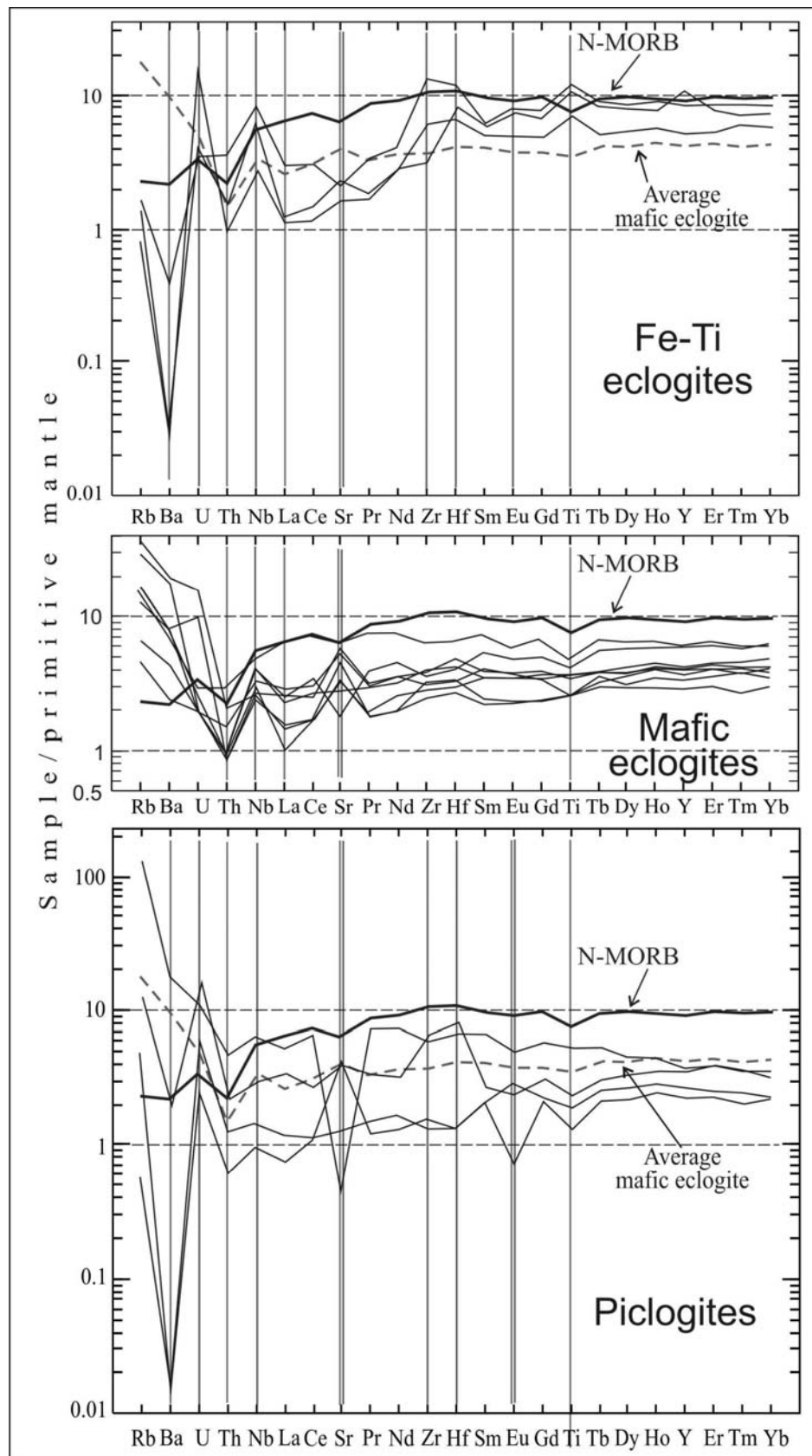
A – Hf/3-Ta-Th (Wood, 1980). A – N-MORB; B – E-MORB and intraplate tholeiite basalts; C – alkaline intraplate basalts and their differentiates; D – basalts of island arcs and active margins and their differentiates (D1 – calc-alkaline lavas, D2 – island arc tholeiites); B – Ti/100-Yx3-Zr (Pearce, Cann, 1973). A – low-K tholeiites of island arcs, B – ocean-floor basalts, calc-alkaline basalts and low-K tholeiites of island arcs, C – calc-alkaline basalts, D – intraplate basalt (intraoceanic and intracontinental)

**Рис. 2.14.** Спектры распределения малых элементов в эклогитах (по: Минц и др., 2010б)

Примитивная мантия по: Hofmann (1988). Вертикальными линиями выделены элементы с однотипными особенностями распределения в породах разного типа

**Fig. 2.14.** Primitive mantle (Hofmann, 1988) normalized trace-element spectra in eclogites (after: Mints et al., 2010b)

Vertical lines mark features of the same type in the rocks of different composition



**Реконструкция протолитов экологитов.** Океанические и палеоокеанические (офиолитовые) ассоциации, петрохимически и геохимически сходные с экологитовой ассоциацией Салма, достаточно широко распространены. Один из наиболее ярких образцов доставлен из скважины 735B ODP (Международная программа бурения в океанах) в пределах Юго-Западного Индийского медленно-спредингового хребта (Dick et al., 1999, 2000), вскрывшей третий «слой» океанической коры. В пробуренном сечении преобладает умеренно фракционированное оливиновое габбро с небольшим участием габбро (до 80%), подчиненную роль играют троктолиты (около 8%) и породы, значительно обогащенные окислами Fe и Ti (11%). Приблизительно 0.5–1% принадлежит жилам и дайкам пород кислого состава мощностью до 5 см (преобладают лейкодиориты; отмечены также диориты, трондьемиты и тоналиты, изредка граниты). Аналогичный разрез коры вскрыт при глубоководном бурении медленно-спредингового Срединно-Атлантического хребта (Blackman et al., 1998). Сравнение геохимических характеристик экологитов Салмы и габброидов третьего слоя Юго-Западного Индийского хребта свидетельствует о близком сходстве обеих ассоциаций (Минц и др., 2010b). В габброидах третьего слоя более или менее повсеместно распространены трещины, выполненные тальком, магнетитом, амфиболом, альбитом, хлоритом и эпидотом – минералами зеленосланцевой фации – и поздние жилы, сложенные смектитом, карбонатом, цеолитом, пренитом.

### Изотопная геохронология и геохимия

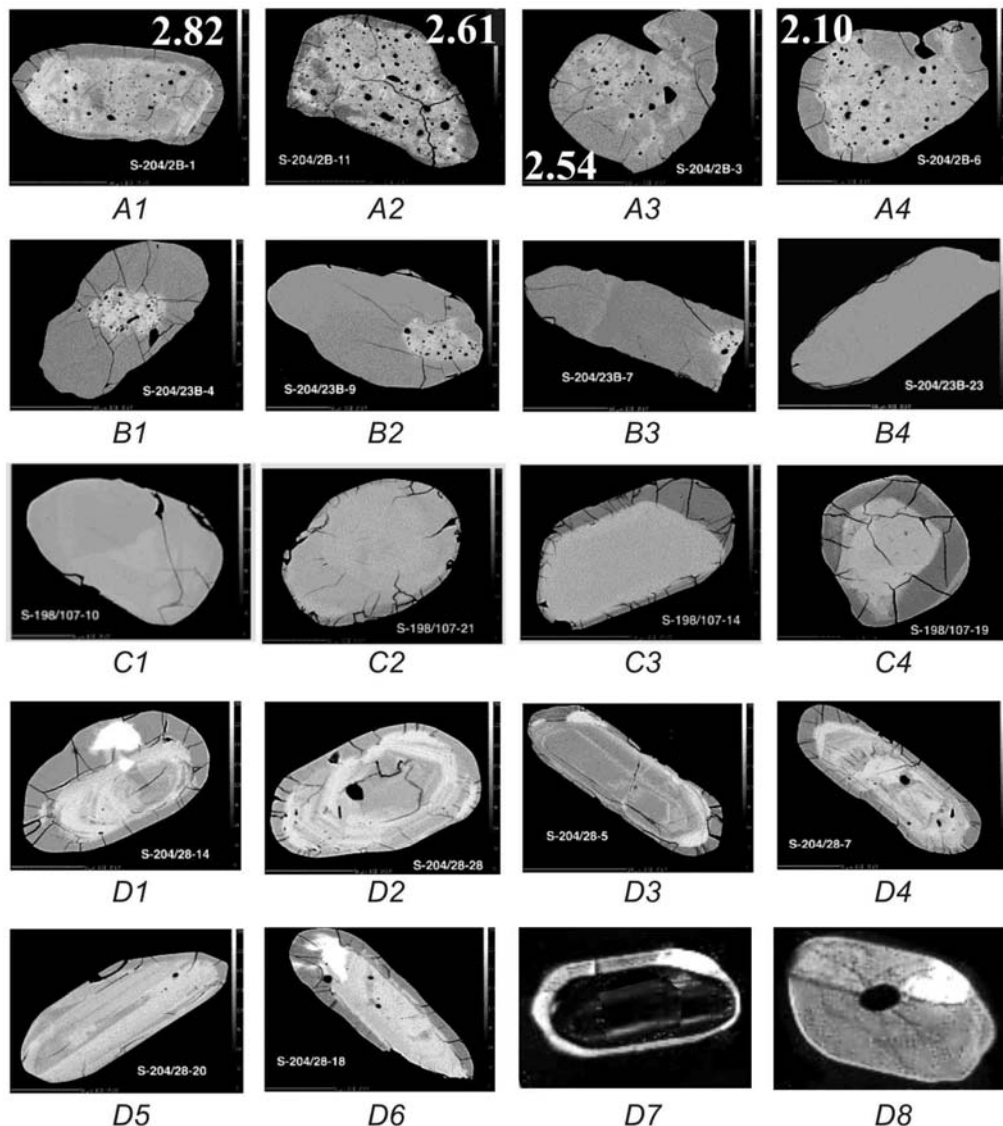
Первые исследования, включавшие определения возраста цирконов из экологитов Салмы и ассоциирующих с ними кислых пород U-Pb и Lu-Hf изотопными методами наряду с исследованием строения и геохимии кристаллов были выполнены в GEMOC ARC National Key Centre (Сидней, Австралия) с использованием технологии LAM-ICP-MS. В дальнейшем U-Pb исследования были проведены в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, Россия) на базе SHRIMP-II и в ГИ КНЦ РАН (Апатиты, Россия) классическим методом. Первичные материалы и результаты интерпретации полученных данных представлены в публикациях (Минц и др., 2010a; Минц и др., 2010b; Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011; Каулина, 2010).

#### Циркон: строение, геохимия, результаты U-Pb датирования

**Проба S-204/2B – Fe-Ti экологит** (Узкая Салма, см. рис. 2.2), изображения внутреннего строения кристаллов показаны на рис. 2.15, A1 – A4. Кристаллы имеют округленные, нередко овальные очертания с глубокими «заливами». Часть заливов связана со срастаниями типа «параллельного роста», которые инициируются в условиях турбулентного течения расплава (Jocelyn, Pidgeon, 1974). Следовательно, порода-протолит могла формироваться в ходе кристаллизации крупного магматического тела. Частично метамиктные цирконы имеют характерную «лоскутную» структуру, содержат обильные округлые включения, сосредоточенные в светло-серых участках, что придает кристаллам своеобразный ситовидный облик. Включения образованы плагиоклазом (An – 10%), кварцем, клинопироксеном (Jd – 0.6 мол.%), рутилом, кальцитом, мусковитом, F-апатитом, Al-титанитом, ортитом, эпидотом, пиритом, галенитом (Каулина, 2010). При изменении изотопных характеристик, фиксирующих последовавшие термальные события, строение кристаллов практически не меняется (рис. 2.15, A1–A4).

Содержания Yb и Lu (543–1272 и 54–117 ppm), нормализованные к хондриту (Sun, McDonough, 1989), равны 3200–7500 и 2200–4600 соответственно. Столь высокие концентрации ТРЗЭ в цирконе из Fe-Ti экологита (рис. 2.16) типичны для цирконов большинства магматических пород (Rubatto, 2002; Belousova et al., 2002). Содержания Th и U в цирконе умеренно повышенные: 2–488 и 29–545 ppm соответственно. Для преобладающей части зерен характерны повышенные и высокие («магматические») значения Th/U отношения – от 0.45 до 2.95 (рис. 2.17). Снижению возрастных оценок сопутствует уменьшение концентраций Th и U и значений Th/U отношения, которые продолжают оставаться в диапазоне значений, свойственных магматическим цирконам. Оболочкам кристаллов отвечают значения Th/U отношения менее 0.45. Сохранение высоких концентраций ТРЗЭ в присутствии граната указывает на перекристаллизацию циркона в условиях крайне ограниченной мобильности микроэлементов, высвобождаемых из исходных кристаллов магматического генезиса.

Пятнистый рисунок внутренних частей кристаллов близко напоминает тип цирконов «лоскутного» строения, которые описаны в Fe-Ti экологитах и интерпретируются в качестве собственно «экологитовых» цирконов (Bröcker, Enders, 1999; Corfu et al., 2003). С другой стороны, совершенно аналогичные цирконы характерны и для Fe-Ti габбро «океанического» происхождения (Seck et al., 1996; Blackman et al., 1998; Bröcker, Enders, 1999, 2001; Tomashek et al., 2003; Kaczmarek et al., 2008; Grimes et al., 2008). Дайки Fe-Ti габбро, пересекающие мантийные передотиты массива Ланцо (Итальянские Альпы), сформированные на стадии медленного раскрытия Пьемонт-Лигурийского океана, позднее были вовлечены в субдукцию и подверглись метаморфизму экологитовой фации. При этом значительные участки даек, которые сохранили дометаморфический облик и состав, содержат кристаллы магматического циркона «лоскутной» морфологии с обильными минеральными включениями, придающими кристаллам ситовидный облик. Тот же облик цирконы сохраняют и в участках даек, переработанных в условиях метаморфизма экологитовой фации (Kaczmarek et al., 2008).



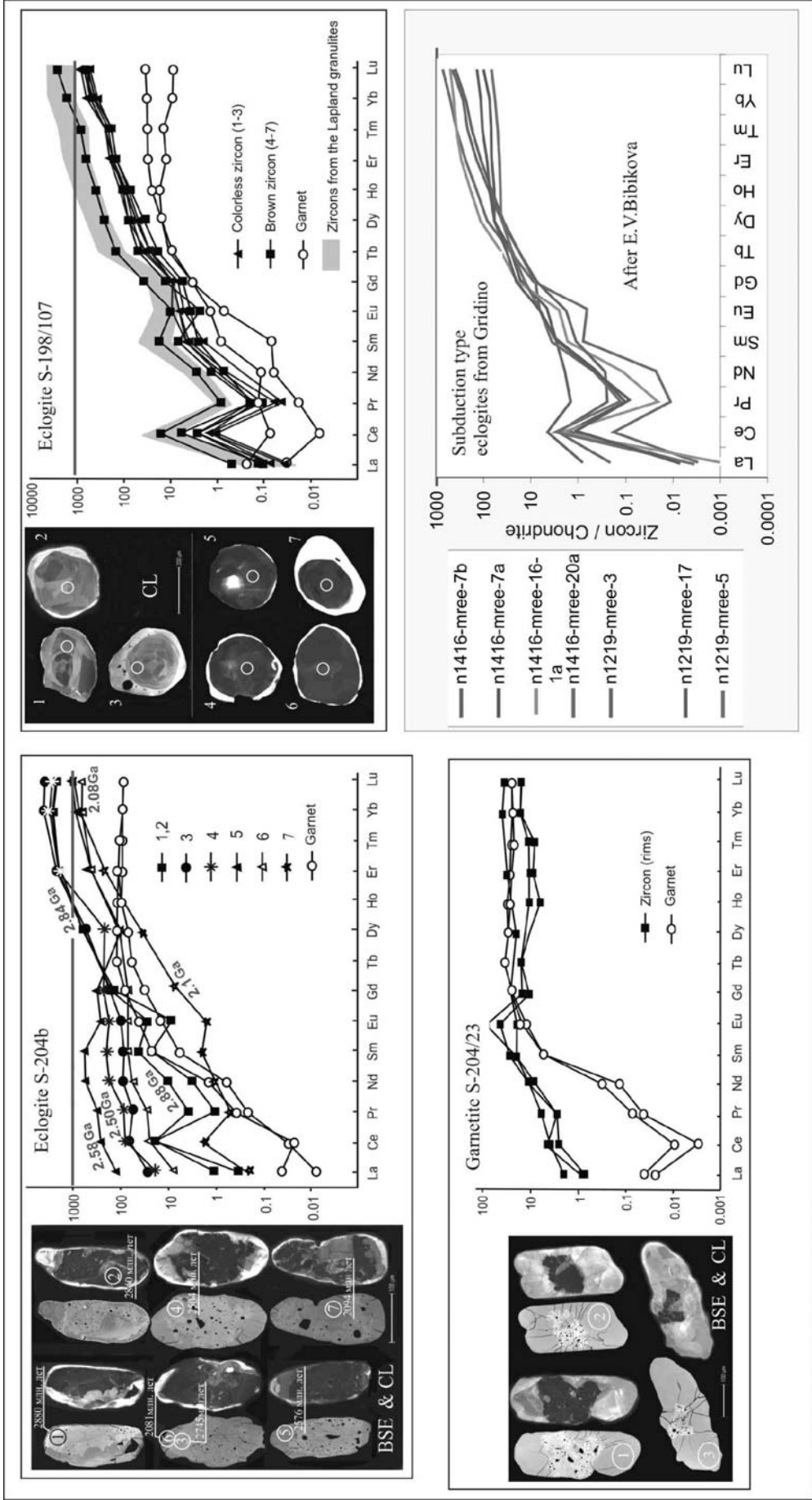
**Рис. 2.15.** Морфологические и структурные характеристики кристаллов циркона в эклогитах, гранатитах и плагиогранитах – изображения в катодоллюминесценции / отраженных электронах, полученные Е.А. Белоусовой (GEMOC ARC National Key Centre, Сидней, Австралия)

A1 – A4. Циркон из Fe-Ti эклогита (S-204/2B): ситовидные кристаллы (0.1–0.3 мм) «лоскутного» строения с микровключениями минералов; подписаны оценки возраста, полученные на представленных зернах  
B1 – B4. Последовательные стадии замещения циркона в гранатите (S-204/23B): цирконы длиной 0.2 мм с ситовидными четко ограниченными ядрами и широкими каймами  
C1 – C4. Цирконы из эклогит-гранулита (S-198/107): овально-округлые мультифасеточные кристаллы (0.08–0.25 мм): I тип – бесцветные (C1 и C2); II тип – коричневые (C3 и C4) с каймами  
D1 – D8. Цирконы из плагиогранита (S-204/28): I тип – овальные кристаллы с фрагментами грубой зональности «магматического» типа (D1 и D2); II тип – призматические тонкозональные кристаллы (D3 и D4); III тип – призматические грубозональные кристаллы (D5 и D6); IV тип – каймы (D7 и D8). Преобладающий размер кристаллов – 0.05–0.2 мм

**Fig. 2.15.** Backscattered electron/cathodoluminescence images of representative zircon grains from the analysed samples (E.A. Belousova, GEMOC ARC National Key Centre, Sydney, Australia). See text for explanations

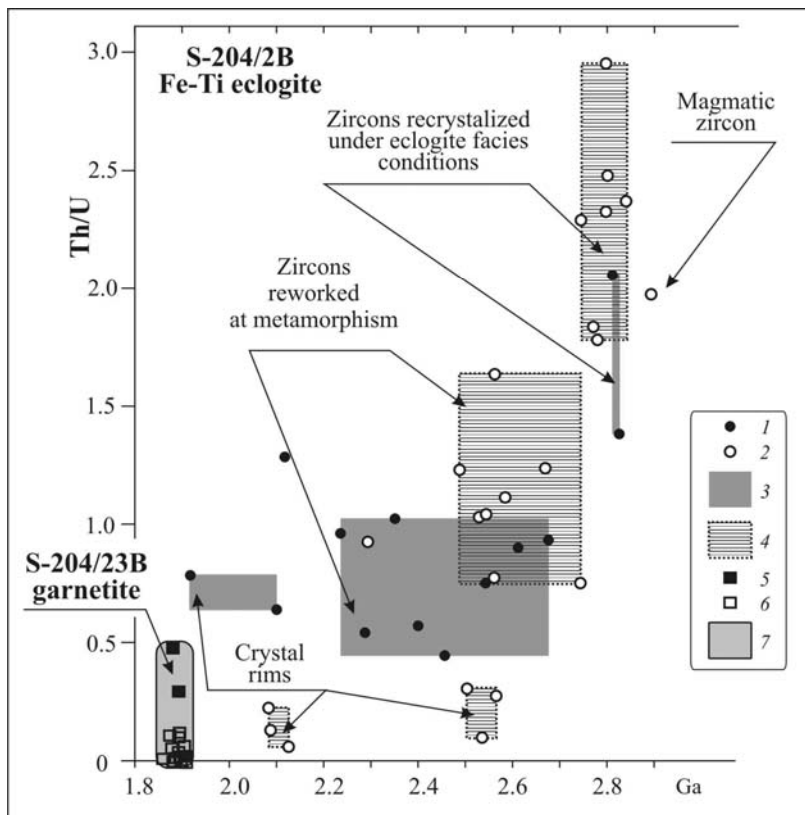
A1 – A4. Zircon from the Fe-Ti eclogite (S-204/2B): sieve-shaped patchy textured crystals (0.1–0.3 mm long) with mineral microinclusions; the age estimate are shown  
B1 – B4. Successive stages of zircon replacement in garnetite (S-204/23B): zircons 0.2 mm long with sieve-shaped clearly bounded cores and wide rims  
C1 – C4. Zircons from eclogite-granulite (S-198/107): oval-rounded multifaceted crystals 0.08–0.25 mm long: colorless of the I type (C1 and C2), and brown of the II type (C3 and C4) with rims  
D1 – D8. Zircon from plagiogranite (S-204/28): I type – oval crystals partially with coarse zoning of "magmatic" type (D1 and D2); II type – prismatic crystals with thin zoning (D3 and D4); III type – prismatic crystals with coarse zoning (D5 and D6); IV type – rims (D7 and D8). The predominant size of the crystals is 0.05–0.2 mm





**Рис. 2.16.** Распределение содержания РЗЭ в цирконах эклогитовой ассоциации Салма (модифицировано по: Каулин и др., 2010; Минц и др., 2010b). Для сравнения показаны спектры РЗЭ цирконов из субдукционных эклогитов района Гридино (по данным на [www-сайте Е.В. Бибиковой](http://www-site of E.V. Bibikova)). Хондрит по: Sun, McDonough, 1989)

**Fig. 2.16.** Chondrite-normalized REE distribution in zircons from the Salma eclogite assemblage (modified after (Kaulina et al., 2010, Mints et al., 2010b). For comparison, the spectra of REE in zircons from subduction type eclogites of Gridino area (according to data from [www-site of E.V. Bibikova](http://www-site of E.V. Bibikova)). Chondrite after (Sun, McDonough, 1989)



**Рис. 2.17.** Диаграмма «возраст – Th/U отношение» в цирконах Fe-Ti эцлогита и гранатита по: Минц и др. (2010б)

1–4 – Fe-Ti эцлогит S-204/2B: 1–2 – измеренные значения, источник данных: 1 – LAM-ICP-MS, 2 – SHRIMP-II; 3–4 – характерные значения, по данным: 3 – LAM-ICP-MS, 4 – SHRIMP-II; 5–7 – гранатит S-204/23B: 5–6 – измеренные значения, источник данных: 5 – LAM-ICP-MS, 6 – SHRIMP-II; 7 – области характерных значений

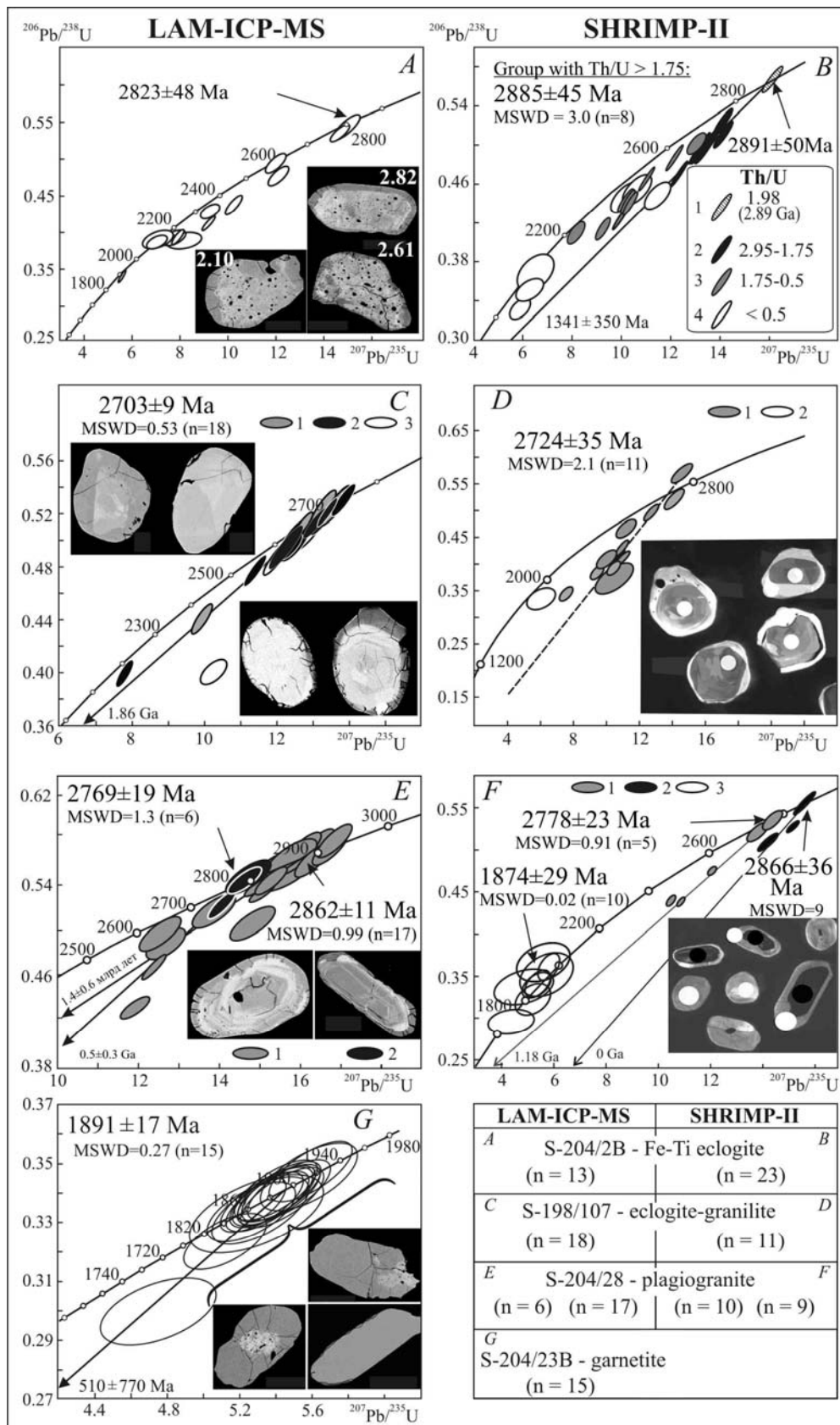
**Fig. 2.17.** The "age – Th/U ratio in zircons from Fe-Ti eclogite and garnetite (Mints et al., 2010b)

1–4 – Fe-Ti eclogite S-204/2B: 1–2 – measured values, the data sources are: 1 – LAM-ICP-MS, 2 – SHRIMP-II; 3–4 – characteristic values, according to: 3 – LAM-ICP-MS, 4 – SHRIMP-II; 5–7 – garnetite S-204/23B: 5–6 – measured values, the data sources: 5 – LAM-ICP-MS, 6 – SHRIMP-II; 7 – typical value fields

Результаты датирования цирконов Fe-Ti эцлогита представлены на рис. 2.18 А, Б (Каулина, 2010; Минц и др., 2010а; Mints et al., 2010). Наиболее вероятная оценка возраста первичного магматического циркона равна 2.89 млрд лет. За возраст эцлогитового метаморфизма можно принять оценку  $2.82 \pm 0.05$  млрд лет, полученную LAM-ICP-MS, с которой согласуются данные SHRIMP-II, исключая конкордантный замер в точке 10.1. Однако остается возможность того, что дата 2.89 млрд лет – это возраст наиболее раннего метаморфического события, т.е. собственно эцлогитового метаморфизма. В таком случае возраст магматического протолита превысит 2.89 млрд лет, а дата 2.82 млрд лет разместится в ряду последовавших термальных событий, вызвавших перекристаллизацию первично-магматического циркона 2.82–2.80, 2.53–2.46, 2.29–2.28, 2.1–2.08 и 1.91 млрд лет назад.

**Проба S-204/23B – гранатит** (Узкая Салма, см. рис. 2.2). Ядра кристаллов циркона из гранатита по своему облику аналогичны циркону из Fe-Ti эцлогита (см. рис. 2.15, В1 – В4). Прозрачные каймы нарастали преимущественно на концах короткопризматических ситовидных кристаллов, преобразуя их в длинные призмы. Часть кристаллов подверглась полному замещению. Ситовидные ядра в цирконах из гранатита незначительно богаче ТРЗЭ, резко обеднены Th и U в сравнении с цирконами из Fe-Ti эцлогита и характеризуются низкими значениями Th/U отношения, преимущественно «метаморфического» уровня (0.01–0.48, см. рис. 2.17). Оболочки цирконов резко обеднены ТРЗЭ, Th и U по сравнению с ситовидными ядрами (см. рис. 2.16). Ситовидные ядра сохранили геохимическую память в отношении ТРЗЭ, но полностью утратили ее в отношении U и особенно Th. В свою очередь резкое снижение концентраций Th, U и ТРЗЭ при сохранении и некотором росте концентрации Hf однозначно свидетельствует о метаморфическом происхождении оболочек кристаллов (Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Whitehouse, Platt, 2003). Кристаллизация оболочек происходила в равновесии с ранее сформированным гранатом. Полнота перекристаллизации, гомогенность новообразованной кристаллической фазы и полное удаление примесей указывают на высокую проницаемость и флюидонасыщенность пород.

Датирование циркона из гранатита, включая кристаллы с выраженными ядрами, дало возраст  $1.89 \pm 0.02$  млрд лет (рис. 2.18 Г). Следы промежуточных преобразований, зафиксированные в цирконах из Fe-Ti эцлогитов, оказались полностью стертными в цирконах из гранатитов. Это отличие могло быть связано с разной реакцией массивных эцлогитов и относительно тонких гранатитовых прослоев (своеобразных «шарикоподшипников») на коллизионные напряжения и деформации конца палеопротерозоя.





**Проба S-198/107 — мафитовый эклогит-гранулит** (Широкая Салма, рис. 2.6) включает округло-овальные мультифасеточные цирконы двух типов. Они различаются окраской и некоторыми особенностями внутренней структуры (см. рис. 2.15 С), однако не имеют сколько-нибудь отчетливых геохимических и возрастных различий. Преобладают прозрачные и бесцветные зерна I типа с тонкими оболочками (см. рис. 2.15, С1 – С2). Циркон II типа представлен кристаллами с темно-коричневыми оболочками (см. рис. 2.15, С3 – С4). Иногда наблюдается секторная или концентрическая зональность с двумя-тремя широкими зонами роста. Морфология и особенности внутреннего строения кристаллов характерны для цирконов гранулитовой фации (Ashwal et al., 1999; Corfu et al., 2003). Цирконы I типа несколько беднее Hf, Th и U и характеризуются более высокими значениями Zr/Hf и Th/U отношений (36–61 и 0.15–0.58 против 0.36–43 и 0.12–0.26). Цирконы обоих типов имеют низкие содержания ТРЗЭ (Yb и Lu – 57–186 ppm и 9–28 ppm, т.е. 340–1100 и 350–1100 хондритовых норм соответственно); более низкие концентрации установлены только в обрастаниях цирконов из гранатитов (см. рис. 2.16). Цирконы кристаллизовались в присутствии граната. Строение кристаллов циркона, «магматический» тип спектра РЗЭ, повышенные концентрации Th и U и относительно высокие («магматические») величины Th/U отношения свидетельствуют о благоприятных условиях кристаллизации, которые могли быть обеспечены присутствием парциального расплава (Corfu et al., 2003). Несколько пониженные концентрации ТРЗЭ свидетельствуют о том, что кристаллизация циркона происходила в присутствии больших количеств ранее образованного граната.

Для кристаллов обоих типов получены оценки возраста, заключенные в интервале от 2.72 до 2.70 млрд лет (рис. 2.18 С, D), не различимые с учетом погрешности измерения. Оболочки датировать не удалось из-за крайне низких концентраций U.

**Рис. 2.18.** Результаты U-Pb датирования цирконов из пород эклогитовой ассоциации Салма (по Минц и др. 2010b). В правом нижнем углу схематически показано размещение данных в поле рисунка. Изображения на фрагментах А, С, Е и G выполнены в катодоллюминесценции / отраженных электронах, на рисунках D и F – в катодоллюминесценции. Белые кружки на кристаллах циркона – размещение микроанализов

А–В – Fe-Ti эклогит (обр. S-204/2B). На фрагменте А показаны характерные цирконы длиной 0.1–0.3 мм. Цифры рядом с изображениями цирконов – оценки возраста, млрд лет. На фрагменте В раздельно показаны цирконы с Th/U – 2.95–1.75, 1.75–0.5 и < 0.5; возраст 2.89 млрд лет получен в зерне с Th/U = 1.98

С–D – эклогит-гранулит (обр. S-198/107). Мультифасеточные цирконы округлой или полуовальной формы, 0.08–0.25 мм в поперечнике: I тип – наверху слева, II тип – внизу справа. На фрагменте С раздельно нанесены изотопные отношения для цирконов I и II типов (соответственно обозначения 1 и 2) и для оболочек кристаллов (обозначение 3); на рис. D показаны изотопные отношения в цирконах I типа (обозначение 1) и в оболочках (обозначение 2)

Е–F – плагиогранит (проба S-204/28). Цирконы длиной 0.05–0.2 мм: I тип – овальные кристаллы с широкими зонами роста, II тип – призматические кристаллы с тонкой или грубой зональностью, обрамленные тонкими оболочками (на фрагменте Е обозначения 1 и 2 соответственно). На рис. F дополнительно показаны изотопные отношения, измеренные в оболочках (обозначение 3)

G – гранатит (проба S-204/23B). Цирконы длиной около 0.2 мм

**Fig. 2.18.** Results of U-Pb dating of zircons from the rocks of the Salma eclogite assemblages (after Mints: et al., 2010b). Emplacement of the analyses in the figure are shown schematically in the right lower corner of the figure. Zircon images in A, C, E and G are in cathodoluminescence / back-scattered electron techniques; D и F are cathodoluminescence images. White circles on the zircon crystals show the locations of microanalyses

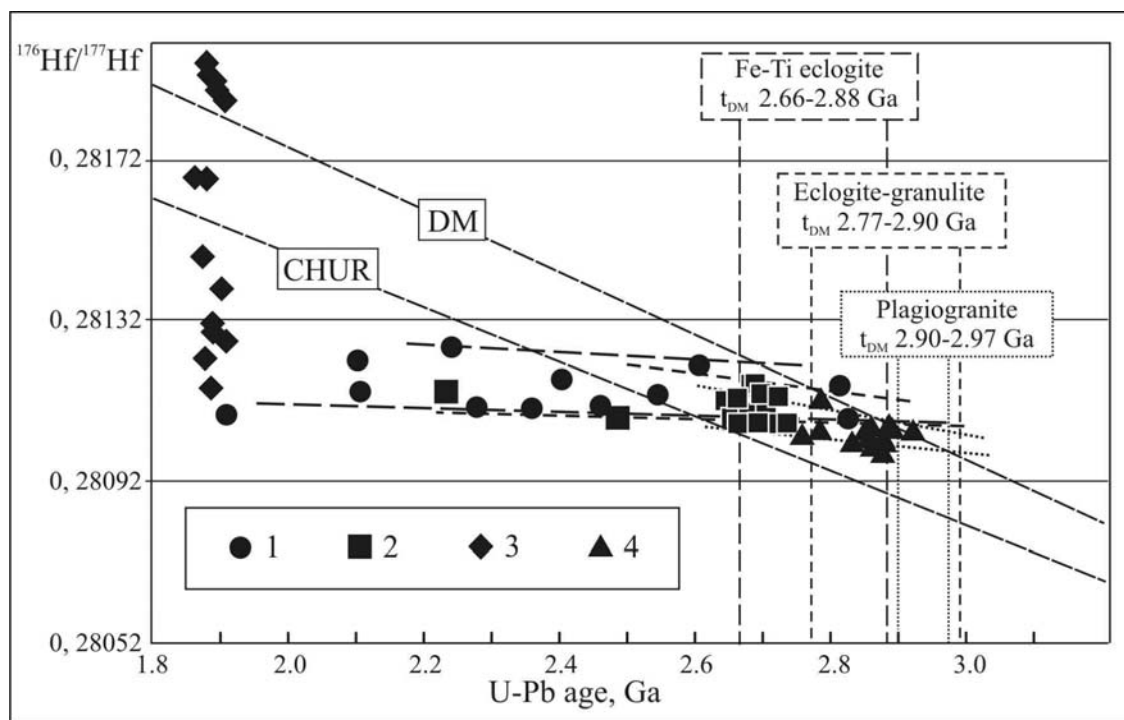
A–B – Fe-Ti eclogite (sample S-204/2B). A – the typical sieve-shaped zircons 0.1–0.3 mm long are shown in the lower right corner (figures near the zircon images are the age estimates in Ga). In B the regular dependence of the age estimates on the Th/U ratio is shown: (1) 1.98 (maximum age), (2) 2.95–1.75, (3) 1.75–0.5, (4) < 0.5

C–D – eclogite-granulite (sample S-198/107). In C multifaceted rounded or semi-oval zircons with diameter of 0.08–0.25 mm are shown: type I (upper left corner) transparent colorless crystals with distinguished sector zonality and thin rims; type II (lower right corner) dark brown crystals with light cores and dark fractured rims; (1) and (2) isotopic ratios for zircons of types I and II, (3) for the crystal shells. In D isotopic ratios in zircons of type I (1) and in rims (2) are shown

E–F – plagiogranite (sample S-204/28). In E zircon crystals with a length from 0.05 mm to 0.2 mm with zonal cores and thin rims are shown: type I, oval crystals with wide zone of growth (1), type II, prismatic crystals with thin or coarse zonality framed by thin rims (2). In F there are long prismatic transparent zircon crystals with a length of about 0.2 mm

Округлые бесцветные цирконы из мафитовых эклогитов в карьере Куру-Ваара (местонахождение Чалма) охарактеризованы в работе Скублова с соавт. (2010). Возраст ядер этих цирконов – 2.90 млрд лет, тренды РЗЭ (Скублов и др., 2010, рис. 3а) размещены несколько выше трендов РЗЭ цирконов из эклогит-гранулит образца S-198/107. Широкие каймы циркона из мафитового гранулит, практически лишенные элементов-примесей, рассматриваются названными авторами в качестве собственно «эклогитовых». По морфологическим и геохимическим особенностям они являются аналогом метаморфических кайм, обрастающих цирконы из Fe-Ti эклогитов, гранатитов и охарактеризованных ниже плагиогранитов. Возраст кайм на цирконах, по данным Скублова и др. (2010), равен 1.92–1.91 млрд лет, что совпадает с возрастом поздних обрастаний, датированных нами. Совместный анализ геологических, петрологических и геохронологических данных не позволяет нам соотносить эти обрастания с эклогитовым метаморфизмом.

**Проба S-204/28 – плагиогранит** (Узкая Салма, см. рис. 2.2). Цирконы представлены четырьмя типами кристаллов: 1) овальные кристаллы с широкими зонами роста и трещиноватыми каймами, иногда достигающими значительной толщины (см. рис. 2.15, D1 – D2); 2) призматические кристаллы с тонкой зональностью, обрамленные тонкими каймами (см. рис. 2.15, D3 – D4); 3) призматические грубозональные кристаллы с плохо выраженными оболочками (см. рис. 2.15, D5 – D6). Цирконы этих трех групп сопоставимы с типичными кристаллами магматического происхождения. Овальные кристаллы могли кристаллизоваться из расплава основного или среднего состава, тогда как призматические цирконы II и III группы имеют характерный облик, указывающий на кристаллизацию из кислых расплавов. Кристаллы, образованные «разросшимися» оболочками, вмещающими ядра незначительного размера, образуют еще одну, IV, группу (см., рис. 2.15, D7 – D8).



**Рис. 2.19.** Lu-Hf изотопная система цирконов из пород эклогитовой ассоциации Салма (Mints et al., 2010). Для расчета значений модельных возрастов использованы хондритовые значения и константа распада для  $^{176}\text{Lu}$ , равная  $1.93 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$  (Blichert-Toft et al., 1997)

1 – Fe-Ti эклогит (S-204/2B); 2 – эклогит-гранулит (S-198/107); 3 – гранатит (S-204/23B); 4 – плагиогранит (S-204/28)

**Fig. 2.19.** Lu-Hf isotope system in zircons from the rocks of the Salma eclogite assemblage (Mints et al., 2010a)

1 – Fe-Ti eclogite (S-204/2b); 2 – eclogite-granulite (S-198/197); 3 – garnetite (S-204/23B); 4 – plagiogranite (S-204/28)



Умеренные значения Th/U отношения (0.28–1.19) определяются высокими концентрациями урана. В целом, геохимические характеристики цирконов согласуются с представлением о магматическом происхождении (Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003). Цирконы I группы могли принадлежать породам основного состава. Кристаллы II и III группы имеют облик и состав, типичные для гранитоидных цирконов. Тонкие оболочки и кристаллы IV группы, характеризующиеся пониженными концентрациями Th и низкими значениями Th/U отношения, аналогичны метаморфическим оболочкам цирконов из гранатита.

Оба метода датирования дали совпадающие оценки:  $2.87 \pm 0.01(0.04)$  млрд лет и  $2.78 \pm 0.02$  млрд лет (рис. 2.18, E – F). Возраст овальных цирконов с широкими зонами роста, более характерными для циркона из основных пород, по-видимому, достигает 2.91–2.92 млрд лет. Позднепалеопротерозойское событие, запечатленное в обрастании кристаллов, датировано  $1.87 \pm 0.03$  млрд лет.

**Циркон: Lu-Hf датирование** (Mints et al., 2010; Минц и др., 2010b).

Диаграмма «U-Pb возраст –  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ » (рис. 2.19) позволяет сделать следующие выводы: 1) магматические протолиты эклогитов образованы из ювенильных расплавов; 2) через несколько десятков миллионов лет протолиты подверглись эклогитовому метаморфизму; 3) спустя еще несколько десятков миллионов лет эклогиты подверглись гранулитовому метаморфизму; 4) U-Pb и Lu-Hf системы оказались неустойчивыми и были кардинально перестроены при метаморфической перекристаллизации около 1.9 млрд лет назад; 5) мафитовые расплавы формировались около 2.9 млрд лет назад, тогда как источник плагиогранитного расплава мог возникнуть несколько ранее, 3.0–2.9 млрд лет назад.

#### Геодинамические обстановки формирования и эволюция эклогитовой ассоциации Салмы

Геологические, петрологические, геохимические и «цирконологические» данные свидетельствуют, что протолитами эклогитов Салмы была закономерная ассоциация мафит-ультрамафитовых пород с возрастом 2.89 млрд лет, возможно, 2.94–2.95 млрд лет, более вероятно плутонической природы, подобная ассоциации пород третьего слоя океанической коры («расслоенные габбро») медленно-спрединговых хребтов.

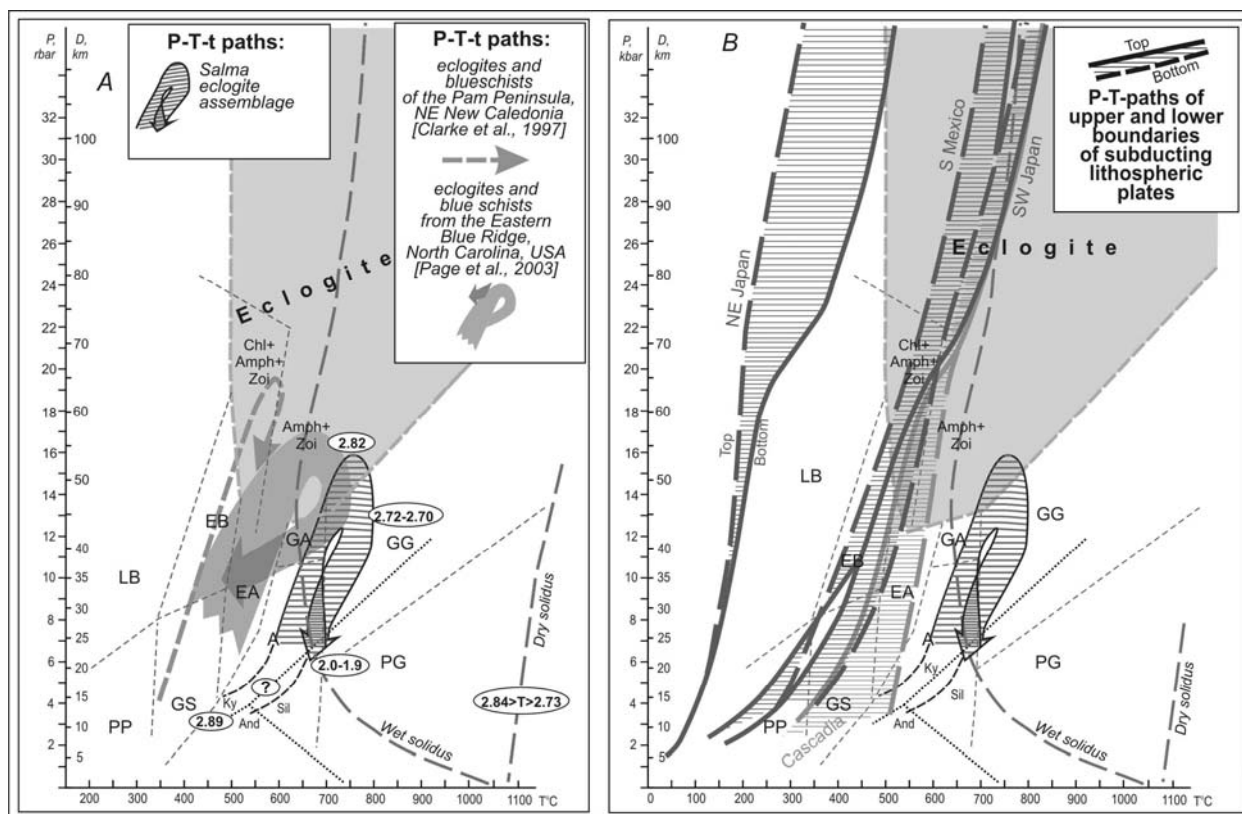
Эволюция эклогитов Салмы охарактеризована петлеобразной P-T траекторией «по часовой стрелке» (рис. 2.12 и 2.20). Проградная ветвь демонстрирует рост давления приблизительно от 6 до 14 кбар (соответственно от 20 до 50 км по глубине) при повышении температуры от 600 до 750–800 °C. Пиковые параметры отвечают эклогитовой фации в ее низкобарной части. Океаническое происхождение протолитов позволяет рассматривать прогрессивную ветвь эволюции эклогитовой ассоциации Салмы как непосредственное отражение эволюции условий в зоне субдуцирующей плиты. В сравнении с примерами, приведенными на рис. 2.20, процессу, маркированному структурно-вещественным ансамблем Салмы, можно присвоить наименование «горячей субдукции». Примечательно, что уже на глубине порядка 25 км P-T траектория эклогитов Салмы пересекает линию влажного плавления (wet solidus). В интервале глубин 25–50 км P-T траектория последовательно пересекает области, соответствующие фациям безгранатовых и гранатовых амфиболитов и гранатовых гранулитов. Выделение захваченной океанской воды делает возможным начало плавления уже на ранней стадии субдукции.

Известно, что особенности теплового режима в зоне субдукции зависят от удаления зоны субдукции от срединно-океанического хребта и от скорости приближения хребта к зоне субдукции. P-T траектория эволюции эклогитовой ассоциации Салма близка «наиболее горячей» траектории в модели С. Уэхара и М. Аойя, которая достигается при наименьшем значении отношения  $u/v$  (0.1) и соответствующей этому значению минимальной скорости спрединга (0.5–1 см/год) (Uehara, Aoya, 2005). Однако оснований для того, чтобы считать подобную ситуацию типичной для архея, недостаточно. Повышенный мантийный тепловой поток из архейской мантии также мог играть свою роль.

На начальной стадии декомпрессии происходит небольшое повышение температуры – максимум до 800 °C, сопровождаемое перемещением пород в область P-T параметров гранатовых гранулитов. Последовательность термальных (термально-флюидных) событий в истории эклогитовой ассоциации Салма приблизительно намечена скачкообразно меняющимися изотопными характеристиками цирконов из Fe-Ti эклогитов: 2.82–2.80 (предположительно возраст эклогитового метаморфизма), 2.72–2.70 (подъем эклогитов, сопровождавшийся метаморфизмом гранулитовой фации), 2.5–2.46, 2.29–2.28, 2.1–2.08 и 1.91–1.89 (палеопротерозойские тектоно-термальные события) млрд лет. Интервал 1.87–1.86 млрд лет отвечает коллизионным событиям конца палеопротерозоя и связанной с ними эксгумации эклогитовой ассоциации. Полученные данные являются свидетельством паузы продолжительностью

не менее 100 млн лет (от 2.82 до 2.72–2.70 млрд лет), в течение которой эклогиты оставались на глубине. С ранней стадией эволюции эклогитов Салмы коррелируются датировки пространственно и структурно связанных с ними вулканитов Центрально-Беломорской сутуры и прорывающих ее гранитоидов – 2.88–2.85 млрд лет.

Экзгумация глубинных комплексов в связи с коллизионными событиями конца палеопротерозоя с наибольшей вероятностью можно соотносить с датой 1.91–1.89 млрд лет.



**Рис. 2.20.** P-T эволюция субдукционных эклогитов ассоциации Салма в сравнении с реконструкциями P-T эволюции современных и молодых зон субдукции

Обозначения полей метаморфических фаций по: Peacock et al. (1994): PP – пренит-пумпеллиитовая, LB – лавсонитовых голубых сланцев, GS – зеленых сланцев, EB – эпидотовых голубых сланцев, EA – эпидот-амфиболитовая, A – амфиболитовая, GA – гранатовых амфиболитов, PG – пироксеновых гранулитов, GG – гранатовых гранулитов. Для сравнения показаны P-T траектории эволюции метаморфизма в породах эклогитового меланжа Пуэбо палеогенового возраста (о. Новая Каледония) (Clarke et al., 1997), в верхнеордовикских эклогитах хребта Блю Ридж (Южные Аппалачи, Сев. Америка) (Page et al., 2003) и расчетные P-T траектории «холодной» (СВ Японии) и «теплых» (Ю Мексика, ЮЗ Японии и Каскадия) современных зон субдукции (Peacock et al., 2002)

**Fig. 2.20.** P-T evolution of the subduction type eclogites of the Salma assemblage in comparison with the reconstruction of P-T evolution of the modern and young subduction zones

Metamorphic facies after (Peacock et al., 1994): PP – prehnite-pumpellyite, LB – lawsonite blue schists, GS – green schists, EB – epidote – blue schists, EA – epidote-amphibolite, A – amphibolite, GA – garnet amphibolites, PG – pyroxene granulites, GG – garnet granulites. For comparison, the P-T trajectories of the evolution of metamorphism eclogites and blue schists in the Paleogene melange Pueblo (New Caledonia) (Clarke et al., 1997) and in Upper Ordovician eclogites and blue schists from Eastern Blue Ridge (Southern Appalachian Mountains, North Carolina) (Page et al., 2003) and the calculated P-T paths of the "cold" (SW Japan) and "warm" (SE Mexico, southwest of Japan and Cascadia) modern subduction zones (Peacock et al., 2002)

## BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE, UZKAYA AND SHIROKAYA SALMA LOCALITIES (SALMA ASSOCIATION, KOLA PENINSULA)

*Mints M.V. and Konilov A.N.*

GIN, RAS, Moscow

### Introduction

V.V. Barzhitsky was the first to discover eclogites of Archaean age in 2002 on the Kola Peninsula in a roadside exposure near Uzkaya Salma Strait of Lake Imandra. More recently, the Belomorian eclogite province was recognized in the region. It comprises two eclogite-bearing associations, whose formation is assumed to have been triggered by: 1) the subduction of the oceanic lithosphere (Salma association), 2) the intrusion and metamorphism of mafic dykes (Gridino association) (Volodichev et al., 2004, 2005; Shchipansky et al., 2005a, b; Mints et al., 2010a; Mints et al., 2010b; Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011; Dokukina & Konilov, 2011). The eclogite occurrences of the Salma association are concentrated in the southern Kola Peninsula at Uzkaya Salma (Salma), Pirenga (Shirokaya Salma), Upolaksha, Chalma (Kura-Vaara), Khangaz-Varaka. Boudin-like eclogite bodies of this type have also been described from the Gridino area (Volodichev et al., 2004, 2005).

### Brief geological review

The TTG-gneisses that constitute the northeastern end of the Belomorian accretionary-collisional orogen, formerly referred to as the Belomorian belt, host lenses, interbeds and members of amphibolites, joined partly to form greenstone belts, as well as blocks and boudin-like eclogite bodies and eclogitized dykes. This complex builds up the South Kola active margin of the Inari-Kola microcontinent and of the entire Kola continent (Mints et al., 2010; Mints et al., 2010a) (Fig. 2.1). The Inari-Kola microcontinent and Belomorian orogen structures are separated by the Central Belomorian greenstone belt dated at or slightly more than 2.88–2.85 Ga (Bibikova et al., 1999). The mafic-ultramafic unit of the belt is understood as a counterpart of ophiolites, and the belt itself could be a counterpart of modern suture zones (Slabunov et al., 2006). Seismic profiling data show that Belomorian orogen and Central Belomorian belt rocks plunge northeast under the Inari-Kola microcontinent margin (Mints et al., 2009).

### *Stop 1. Uzkaya Salma (Salma) locality* (32°22.4' E, 67°28.3' N, Figs. 2.1 and 2.2).

A series of eclogite bodies, exposed along the south shore of Uzkaya Salma Strait which connects Lakes Babinskaya Imandra and Ekostrovskaya Imandra, is cross-cut by the Federal St.Petersburg-Murmansk highway (1192nd km mark). The eclogite-bearing association has been traced over a strike length of about 4 km and has a total thickness of about 300–500 m. Subconcordant bodies of mafic eclogites that predominate in volume, Fe-Ti eclogite and piclogite (high-Mg eclogite) bodies, thin granitite laminae and lenses, garnet and garnet-free amphibolites and vein-like and lens-shaped granitoid and Palaeoproterozoic pegmatite bodies are common in TTG-gneisses.

**Mafic eclogites** (metabasalt or metagabbro) are formed of greyish-green clinopyroxene-plagioclase symplectitic matrix, which supports coarse (up to 4–5 mm) conspicuous garnet porphyroblasts. Relics of bright-green omphacite are occasionally encountered. The porphyroblasts are surrounded by kelyphitic rims. Fine dark-coloured mineral inclusions in the porphyroblasts are discernible. The marginal zones of large eclogite bodies have been altered to garnet and garnet-free amphibolites; the internal portions of the bodies are irregularly amphibolized. Amphibolization is common at the exocontacts of Late Palaeoproterozoic (“Svecofennian”) quartz and pegmatite veins and is associated with local fracturing zones. Massive fine- to medium-grained **iron-titanium (Fe-Ti) eclogites** (Fe-Ti metagabbro: up to 18–19% FeO\* and 2.5% TiO<sub>2</sub>) typically have a “rusty” colour. The name accepted originally for this variety was eclogite-restite, because the rock was assumed to have been formed upon partial melting of “normal” mafic eclogites (Shchipansky et al., 2005a, b). Further study has shown that Fe-Ti eclogites were most probably produced by isochemical metamorphism of protoliths of corresponding composition.

**Granatites** (garnet-rich rocks) consist of garnet (maximum garnet content is 90%), plagioclase, pyroxene and quartz with substantial quantities of rutile. They build up lenticular bodies or extensive “interbeds” and minor cross-cutting bands varying in thickness from several centimeters to more than 1 m (Fig. 2.3). In some cases, granatites were formed by metamorphic alteration of Fe-Ti oxide-enriched gabbroids, including gabbroids with titanomagnetite or ilmenite-magnetite mineralization.

The outcrops provide evidence for partial pressure: both the initial stage of acid melt segregation (Fig. 2.3, A) and **kyanite-garnet-biotitic plagiogranite** veins, up to 50–60 cm thick, are visible (Fig. 2.3, B). Sky-blue kyanite inclusions, not occurring in host gneisses, can be distinguished in the veins.





**Stop 2. Shirokaya Salma (Pirenga) locality** (32°21.1' E, 67°31.3' N).

Eclogites are exposed to the north of Shirokaya Salma Strait at the 1198<sup>th</sup> km mark of the Federal St. Petersburg-Murmansk highway (Figs. 2.1 and 2.4). Mafic eclogites, which build up a body over 40 m in visible thickness and 80 m in length, occur in the building stone quarry and in the gneisses exposed in a road cut. Patches of Fe-Ti eclogites with graphite inclusions and a small piclogite body are present. In the southeastern portion of the quarry eclogites are replaced by massive garnet-free amphibolites.

**Petrology: mineral associations**

**Relict signs of a prograde stage in metamorphic evolution.** Garnet, typically showing a so-called atoll structure, is encountered in mafic eclogites. Such porphyroblasts crystallized simultaneously from the centre to the margin and from the margin to the centre. This contributed to the trapping of an earlier mineral association by garnet (Fig. 2.5, A, B). Pumpellyite in the form of isolated inclusions and pumpellyite-actinolite intergrowths and albite were revealed in the “atolls”. Low temperature mineral inclusions were also recognized in Fe-Ti eclogite (Fig. 2.6). Of great interest are diaspore inclusions in piclogites (Fig. 2.7). As diaspore is a mineral produced by weathering, the rocks involved in subduction began to evolve directly from the ocean floor surface. The identification of diaspore was confirmed by Raman spectroscopy. The morphology of the inclusions and the absence of any relation to the small fractures and zones piercing the rock support the conclusion of the relict (“conserved”) nature of the inclusions. Chlorite and albite inclusions also are present in garnet crystals in *granatites*. Their presence shows that granatites were derived from a protolith subjected originally to low temperature metamorphism.

**Recrystallization of minerals with a rise in pressure followed by decompression.** The distribution of inclusions in garnet porphyroblasts exhibits a distinctive pattern (Fig. 2.8, A): zoisite (12% pistacite) and amphibole are located in the centre, while clinopyroxene is closer to the periphery. Direct evidence for growing pressure is provided by the presence of omphacite which has preserved amid symplectitic Cpx-Pl pseudomorphs (Fig. 2.8, B, C). The compositional zonation of omphacite is indicative of later decompression: the jadeitic mineral (Jd) content of clinopyroxene declines from 25–30% in the grain centre to 10% at the symplectite boundary (Fig. 2.8, D). As the iron content of pyroxene remains unchanged, alteration occurred by virtue of a jadeitic component as a result of omphacite-quartz reaction, which indicated decompression.

**Mineral associations, produced at the eclogite stage proper,** were identified in mafic eclogites. An association of relatively homogeneous minerals consists of Cpx (Jd – 21 mol. %) + Grt + Hbl + Rt + Qtz. The initial stage in the formation of Cpx-Pl pseudomorphs at the omphacite-quartz contact and thin kelyphitic rims are observed (Fig. 2.9, A). Omphacite is absent from Fe-Ti eclogites and piclogites (Fig. 2.9, B), as are symplectitic colonies, but temperature and pressure estimates suggest high pressure metamorphism at slightly elevated temperatures.

**Evidence for decompression:** typical Cpx-Pl symplectites, which replace omphacite pseudomorphically, occur together with double pyroxene-plagioclase coronas at the garnet-quartz boundary, suggesting mineral reactions under decompression conditions (Möller, 1998; Nakamura et al., 2004). As the diffusion rate of Al is slower than that of Fe, Mg and Ca, a monomineral plagioclase rim is formed at the garnet periphery and a pyroxene rime adjoins quartz (Fig. 2.10). Clinopyroxene-plagioclase coronas are also formed around quartz inclusions in garnet porphyroblasts.

**Emergence of granulite mineral associations.** Study of omphacite alterations in the same rock (Kaulina et al., 2010) has revealed intragranular recrystallization at the initial stage of decompression: the separation of plagioclase lamellae, accompanied by a rapid decline in jadeite concentration (to 2–5 mol.%) in surrounding pyroxene, was followed by the disappearance of Fe-Mg pyroxene lamellae and the associated formation of isometric hypersthene grains. Eventually, the granulitic paragenesis Cpx + Opx + Pl was formed.

**Leucocratic rocks of plagiogranite composition** build up veined aggregates in eclogite bodies. They comprise garnet-biotite-kyanitic mineral association (Fig. 2.11) and occasionally contain also clinopyroxene and orthoclase; accessory rutile is replaced by ilmenite. No relationships that could provide a criterion for determining the order of mineral crystallization have been revealed.

**Petrology: metamorphism and P-T-evolution of eclogites**

The results of petrological studies are presented in detail elsewhere (Mints et al., 2010b; Konilov et al., 2011), as are tables showing the results of microprobe studies and petrological calculations.

**Methods.** Temperatures and pressures were calculated from the compositions of co-existing minerals using the TPF mineralogical sensor bank and software created at the Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Science (Fonarev et al., 1994; Fonarev et al., 1991; Konilov, 1999; Maaskant, 2004). References to the geothermometers and geobarometers used are given in Table 2.1. The results of calculations of *P-T* parameters are shown in Table 2.1 and in Figure 2.12 (after Mints et al., 2010b; Konilov et al., 2011).

The P-T evolution of eclogites can be reconstructed quantitatively from the moment at which parageneses with chlorite emerged. The equilibrium temperature of such parageneses is as high as 630–650 °C and the pressure is 7 kbar. Temperature remained in the range 550–750 °C at all evolution stages from the emergence of garnet. The minimum pressure, at which omphacite that contains about 30 mol. % jadeite is stable in the temperature range 600–750 °C, must be at least 12–15 kbar (Holland, 1980): these peak parameters show eclogite-stage conditions. Symplectites after omphacite indicate decompression. Estimation of the parameters of a poorly-defined granulite stage has provided moderately high temperatures (790–730 °C) and elevated pressures (11.7–11.6 kbar). The temperatures of formation of the latest association (amphibole-plagioclase rim and a then Fe-richest rim around garnet) are in the same range as the crystallization temperatures of host TTG-gneisses (650–700 °C). Obviously, the P-T conditions and the timing of the final stage of eclogite alteration and metamorphism of TTG-gneisses coincided.

The P-T-t evolution trajectory of Salma eclogites (Fig. 2.12) comprises progressive and regressive branches. Only a regressive sequence of events is consistent with the evolution of plagiogranites. Plagiogranites crystallized at a pressure of 13.5–14 kbar and a temperature of ~ 700 °C, suggesting that the mineral association of plagiogranites is isofacial with eclogite metamorphism. The emergence of plagiogranite melt is assumed to have been triggered by the metamorphic formation of eclogites or by metamorphism of plagiogranite which was formed earlier.

### Geochemistry: the origin of the protoliths of eclogites

The results of geochemical studies are reported in Rozen et al., 2008; Mints et al., 2010b; and Konilov et al., 2011. Rock compositions are shown in Table 2.2.

The petrochemical characteristics of *mafic eclogites* suggest that low-K tholeiitic basalt or gabbro and olivine gabbro could be their protoliths and that komatiites, picrites or olivine gabbro and troctolites, derived from primary upper mantle melts without substantial fractionation, could be the protoliths of *piclogites*. *Fe-Ti eclogites* are petrochemically similar to Fe-Ti basalts or Fe-Ti gabbro. In the discrimination diagrams Th–Hf/3–Ta and Ti/100–Yx3–Zr, the figurative points of mafic and Fe-Ti eclogites lie in the mid-ocean ridge basalt (MORB) field (Fig. 2.13). Piclogites occupy a boundary zone between MORB fields and the derivatives of intraplate magmatism of oceanic plateau type (Fig. 2.13, A). Minor-element and REE distribution spectra also show that eclogites are similar in composition to N-MORB (Rozen et al., 2008; Mints et al., 2010b). However, mafic eclogites have lower concentrations of REE and the majority of other minor elements than average N-MORB (Fig. 2.14). This difference could result from a relatively higher partial melting level than in modern ridges. Positive Nb anomaly, observed in all eclogite varieties, (Fig. 2.14), is most probably due to the distinctive characteristics of magmatic protoliths.

**Reconstruction of the protoliths of eclogites.** Oceanic and palaeoceanic (ophiolitic) associations, petrochemically and geochemically similar to the Salma eclogitic association, are quite common. One of the most striking examples was provided by borehole 735B ODP (International Ocean Drilling Programme) in the Southwest Indian slow spreading ridge (Dick et al., 1999, 2000), which intersected a third “layer” in the oceanic crust. The unit drilled is dominated by moderately fractionated olivine gabbro with a small percentage of gabbro (up to 80%); troctolites (about 8%) and rocks considerably enriched in Fe and Ti oxides (11%) are less abundant. Felsic rock veins and dykes, up to 5 cm thick, make up about 0.5–1% (leucodiorites prevail; diorites, trondhjemites and tonalites also occur, and granites are occasionally encountered). A similar crustal section was intersected by deep-water drilling of the slow spreading Mid-Atlantic Ridge (Blackman et al., 1998). Comparison of the geochemical characteristics of Salma eclogites with those of gabbroids from a third layer in the Southwest Indian Ridge has shown the two associations to be similar (Mints et al., 2010b). Fractures filled with greenschist-facies minerals, such as talc, magnetite, amphibole, chlorite and epidote, and later veins, consisting of smectite, carbonate, zeolite and prehnite, are common in third-layer gabbroids.

### Isotope geochronology and geochemistry

The first study, which comprised the dating of zircons from Salma eclogites and associated felsic rocks by U-Pb and Lu-Hf isotope methods and the study of crystal structure and geochemistry, was conducted at GEMOC ARC National Key Centre (Sydney, Australia) using the LAM-ICP-MS technology. More recent U-Pb studies were carried out at the VSEGEI Centre for Isotope Study (St.Petersburg, Russia) on SHRIMP-II and at the Geological Institute, Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia, by a classical method. Primary evidence and the results of data interpretation are reported in Mints et al., 2010a; Mints et al., 2010b; Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011; and Kaulina, 2010.

### **Zircon: structure, geochemistry and the results of U-Pb dating**

**Sample S-204/2B – Fe-Ti eclogite** (Uzkaya Salma, see Fig. 2.2). The internal structure of the crystals is shown in Figures 2.15, A1 – A4. The crystals are rounded to oval, with deep “bays”. Some of the “bays” are associated with intergrowths of “parallel growth” type initiated by turbulent melt flow (Jocelyn & Pidgeon, 1974). Consequently, the protolith rock could have formed during the crystallization of a large magmatic body. Partly metamict zircons exhibit a distinctive “patchy” structure and contain abundant rounded inclusions concentrated in light-grey zones, imparting a bizarre sieve-like habit to the crystals. The inclusions consist of plagioclase (An – 10%), quartz, clinopyroxene (Jd – 0.6 mol. %), rutile, calcite, muscovite, F-apatite, Al-titanite, orthite, epidote, pyrite and galena (Kaulina, 2010). Although isotopic characteristics vary during subsequent thermal events, the crystal structure remains practically unchanged (Fig. 2.15, A1 – A4).

Chondrite-normalized Yb and Lu concentrations (54–1272 and 54–117 ppm) (Sun, McDonough, 1989)), are estimated at 3200–7500 and 2200–4600, respectively. Such high HREE concentrations in zircon from Fe-Ti eclogite (Fig. 2.16) are typical of zircons from most igneous rocks (Rubatto, 2002; Belousova et al., 2002). Th and U concentrations in zircon are moderately elevated: 2–488 and 29–545 ppm, respectively. The majority of grains typically show elevated to high (“magmatic”) Th/U values ranging from 0.45 to 2.95 (Fig. 2.17). The decline of age estimates is accompanied by a decrease in Th and U concentrations and Th/U values, which remain in the range typical of igneous zircons. The crystal shells exhibit Th/U values of less than 0.45. The persistence of high HREE concentrations in the presence of garnet shows that zircon recrystallization was affected by the extremely limited mobility of minor elements released from original crystals of magmatic origin.

On one hand, the mottled pattern of the internal portions of the crystals is similar to that of “patchy”-structured zircons described from Fe-Ti eclogites and interpreted as “eclogitic” zircon proper (Bröcker & Enders, 1999; Corfu et al., 2003). On the other, similar zircons are typical of Fe-Ti gabbro of “oceanic” genesis (Seck et al., 1996; Blackman et al., 1998; Bröcker, Enders, 1999, 2001; Tomashek et al., 2003; Kaczmarek et al., 2008; Grimes et al., 2008). The Fe-Ti gabbro dykes, which cross-cut mantle peridotites in Lanzo massif (Italian Alps) formed during the slow opening of Piemont-Ligurian Ocean, were involved later in subduction and were metamorphosed to eclogite grade. Large portions of dykes, which have retained their pre-metamorphic habit and composition, contain igneous zircon crystals that exhibit “patchy” morphology and have abundant mineral inclusions which impart a sieve-like habit to the crystals. Zircons preserve the same habit in dyke zones metamorphosed to eclogite grade (Kaczmarek et al., 2008).

The results of the dating of zircons from Fe-Ti eclogite are shown in Figure 2.18, A, B (Kaulina, 2010; Mints et al., 2010a; Mints et al., 2010). The most probable age of primary igneous zircon is 2.89 Ga. The age  $2.82 \pm 0.05$  Ga, obtained by LAM-ICP-MS, can be interpreted as the age of eclogite-facies metamorphism. It is consistent with SHRIMP-II data, except the concordant estimate at point 10.1. However, the age 2.89 Ga can well be the age of the earliest metamorphic event, i.e. eclogite-facies metamorphism proper. In this case, the age of the magmatic protolith would be older than 2.89 Ga, and the age 2.82 Ga would be in a sequence of subsequent thermal events responsible for the recrystallization of primary-magmatic zircon at 2.82–2.80, 2.53–2.46, 2.29–2.28, 2.1–2.08 and 1.91 Ga.

**Sample S-204/23B – granatite** (Uzkaya Salma, Fig. 2.2). The cores of zircon crystals from granitite are similar in habit to zircon from Fe-Ti eclogite (Fig. 2.15, C1 – C4). Transparent rims accreted dominantly at the ends of short-prismatic sieve-like crystals to form long prisms. Some of the crystals were completely replaced. Sieve-like cores in zircons from granatites are slighter richer in HREE and are markedly poorer in Th and U than zircons from Fe-Ti eclogite and typically show low dominantly “metamorphic”-level Th/U values (0.01–0.48, Fig. 2.17). The zircon shells are much poorer in HREE, Th and U than sieve-like cores (Fig. 2.16). Sieve-like cores have preserved the geochemical memory of HREE but have completely lost the memory of U and especially Th. Th, U and HREE concentrations have decreased considerably, while Hf concentration has remained unchanged and even grew slightly, indicating the metamorphic origin of the crystal shells (Rubatto, 2002; Hoskin & Schaltegger, 2003; Whitehouse & Platt, 2003). The shells crystallized in equilibrium with earlier garnet. The high permeability and fluid saturation of the rocks are indicated by complete recrystallization, a newly-formed homogeneous crystalline phase and the complete removal of impurities.

Zircon from granitite, including crystals with well-defined cores, was dated at  $1.89 \pm 0.02$  Ga (Fig. 2.18, G). The traces of intermediate alterations, observed in zircons from Fe-Ti eclogites, were found to be completely obliterated in zircons from granatites. This difference could be due to a difference in the response of massive eclogites and relatively thin granitite lamellae (“ball bearings”) to collisional strains and deformations in late Palaeoproterozoic time.



**Sample S-198/107 — mafic eclogite-granulite** (Shirokaya Salma, Fig. 2.6) comprises two types of rounded-oval multi-faceted zircon. They differ in colour and some internal structural characteristics (Fig. 2.15, C), but do not differ clearly in geochemistry and age. Transparent and colourless grains of type I with thin shells predominate (Fig. 2.15, C1 – C2). Zircon of type II is represented by crystals with dark-brown shells (Fig. 2.15, C3 – C4). Sectoral or concentric zonation with two to three wide growth zones is occasionally encountered. The morphology and internal structure of the crystals are characteristic of granulite-facies zircons (Ashwal et al., 1999; Corfu et al., 2003). Zircons of type I are slightly depleted in Hf, Th and U but typically show higher Zr/Hf and Th/U values (36–61 and 0.15–0.58 against 0.36–43 and 0.12–0.26). Both types of zircon have low HREE concentrations (Yb and Lu – 57–186 ppm and 9–28 ppm, i.e. 340–1100 and 350–1100 normal chondrite, respectively); lower concentrations were only reported from the encrusting rims of zircons from granatites (Fig. 2.16). Zircons crystallized in the presence of garnet. The structure of zircon crystals, the “magmatic” type of REE spectrum, elevated Th and U concentrations and relatively high (“magmatic”) Th/U values indicate favourable crystallization conditions that could have been provided by the presence of partial melt (Corfu et al., 2003). Slightly low HREE concentrations suggest that zircon was crystallized in the presence of large quantities of garnet that formed earlier.

The ages of both types of crystals, estimated at 2.72 to 2.70 Ga (Fig. 2.18, C, D), are indistinguishable, considering the measurement error. Attempts to date the shells have failed because of extremely low U concentration.

Rounded colourless zircons from mafic eclogites in the Kuru-Vaara quarry (Chalma locality) were described in Skublov et al., 2010. The cores of the zircons were dated at 2.90 Ga, and their REE trends (Skublov et al., 2010, Fig. 3a) are slightly “higher” than those of zircons from eclogite-granulite in sample S-198/107. The wide rims of zircon from mafic granulite, practically devoid of impurity elements, are understood by the above authors as “eclogitic” proper. They are similar in morphological and geochemical characteristics to metamorphic rims that grow on zircons from Fe-Ti eclogites, granatites and the plagiogranites described below. The rims on zircon were dated at 1.92–1.91 Ga (Skublov et al., 2010); this age coincides with the age of the late encrusting rims we have dated. Joint analysis of available geological, petrological and geochronological data shows that these rims cannot be attributed to eclogite-facies metamorphism.

**Sample S-204/28 – plagiogranite** (Uzkaya Salma, Fig. 2.2). Zircons are represented by four types of crystals: 1) oval crystals with wide growth zones and fractured rims that are sometimes quite thick (Fig. 2.15, D1 – D2); 2) finely-zoned prismatic crystals surrounded by thin rims (Fig. 2.15, D3 – D4); 3) prismatic, coarse-zonal crystals with poorly-defined shells (Fig. 2.15, D5 – D6). Zircons of these three groups are comparable with typical crystals of magmatic origin. Oval crystals could have crystallized from mafic or intermediate melt, while prismatic zircons of groups II and III have a distinctive habit indicating crystallization from felsic melts. Crystals, formed of expanded shells that host small cores, constitute group IV (Fig. 2.15, D7 – D8).

Moderate Th/U values (0.28–1.19) depend on high uranium concentrations. The geochemical characteristics of zircons are generally consistent with our understanding of their magmatic origin (Rubatto, 2002; Hoskin & Schaltegger, 2003). Zircons of group I could have belonged to mafic rocks. Crystals of groups II and III have the habit and composition typical of granitoid zircons. Thin shells and crystals of group IV, typically showing low Th concentrations and low Th/U values, are similar to the metamorphic shells of zircon from granatite.

The age estimated by both methods,  $2.87 \pm 0.01(0.04)$  Ga and  $2.78 \pm 0.02$  Ga, coincide (Fig. 2.18, E – F). The age of oval zircons with wide growth zones, more characteristic of zircon from mafic rocks, seems to be as old as 2.91–2.92 Ga. The Late Palaeoproterozoic event, reflected in the growth of rims on crystals, was dated at  $1.87 \pm 0.03$  Ga.

**Zircon: Lu-Hf dating** (Mints et al., 2010; Mints et al., 2010b).

The U-Pb age –  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  diagram (Fig. 2.19) has led the authors to conclude that: 1) the igneous protoliths of eclogites were derived from juvenile melts; 2) tens of millions of years later the protoliths were subjected to eclogite-facies metamorphism; 3) after another tens of millions of years eclogites were metamorphosed to granulite grade; 4) U-Pb and Lu-Hf systems proved to be unstable and were substantially restructured upon metamorphic recrystallization at ca. 1.9 Ga; 5) mafic melts were produced at about 2.9 Ga, while the source of plagiogranitic melt may have been formed earlier, at 3.0–2.9 Ga.

#### Geodynamic settings and evolution of the Salma eclogite association

Geological, petrological, geochemical and “zirconological” data show that the protolith of Salma eclogites was provided by a mafic-ultramafic rock association, which has an age of 2.89 Ga, possibly 2.94–2.95 Ga. It seems to be of plutonic origin, and is similar to a rock association in the third layer of the oceanic crust (“layered gabbro”) in slow-spreading ridges.

The evolution of Salma eclogites is described by a loop-like “clockwise” P-T trajectory (Figs. 2.12 and 2.20). The prograde branch shows a rise in pressure from approximately 6 to 14 kbar (correspondingly from 20 to 50 km in

depth) and an increase in temperature from 600 to 750–800 °C. Peak parameters are consistent with the low pressure portion of eclogite facies. The oceanic origin of the protoliths suggests that the progressive branch of the evolution of the Salma eclogite association reflects the evolution of conditions in the subducting slab zone. The process marked by the Salma structural-mineralogical ensemble can be described as “hot subduction”, as compared to the examples given in Figure 2.20. Interestingly, at a depth as shallow as about 25 km the  $P$ - $T$  trajectory of Salma eclogites cross-cuts the wet solidus line. In the depth range 25–50 km the  $P$ - $T$  trajectory consecutively intersects domains corresponding to garnet-free and garnet-amphibolite and garnet-granulite facies. As the oceanic water trapped is released, melting can begin at an early subduction stage.

The characteristics of thermal regime in a subduction zone are known to depend on the distance from the subduction zone and a mid-ocean ridge and on the rate of movement of the ridge toward the subduction zone. The  $P$ - $T$  trajectory of the evolution of the Salma eclogite association is close to the “hottest” trajectory in the model of S.Uehara and M.Aoya, which is achieved at the smallest  $u/v$  value (0.1) and the minimum spreading velocity corresponding to this value (0.5–1 cm/yr) (Uehara & Aoya, 2005). However, available evidence is too scanty to argue that it is a typical Archaean situation. Increased mantle heat flow from the Archaean mantle also could have contributed.

A slight rise in temperature to a maximum of 800 °C, accompanied by the shift of rocks to the  $P$ - $T$  range of garnet granulites, occurs at the initial stage of decompression. The order of thermal (thermal-fluid) events in the evolution of the Salma eclogite association was determined from the isotopic characteristics of zircons from Fe-Ti eclogites that vary both gradually and in stepwise manner: 2.82–2.80 (presumably the age of eclogite-facies metamorphism), 2.72–2.70 (the uplift of eclogites accompanied by granulite-facies metamorphism), 2.53–2.46, 2.29–2.28, 2.1–2.08 and 1.91–1.89 (Palaeoproterozoic tectono-thermal events) Ga. The interval 1.87–1.86 Ga corresponds to collision events in late Palaeoproterozoic time and the associated exhumation of the eclogite association. The data obtained show that eclogites were staying at depth over a period of time no less than 100 Ma (from 2.82 to 2.72–2.70 Ga). Correlatable with the early stage in the evolution of Salma eclogites are the ages of the spatially and structurally related volcanics of the Central Belomorian suture and the granitoids which cross-cut it (2.88–2.85 Ga).

The exhumation of deep complexes, triggered by collision events in late Palaeoproterozoic time, occurred most probably at 1.91–1.89 Ga.

### Литература – References

Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 115–140. (Bibikova E.V., Slabunov A.I., Bogdanova S.V., Sheld, T., Stepanov V.S., Borisov, E.J. Early magmatism of the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield: Lateral zoning and isotopic age // Petrology. 1999. V. 7, No. 2. P. 115–140).

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н., Кузнецов Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631. (Volodichev O.I., Slabunov A.I., Bibikova E.V., Konilov A.N. Kuzenko T.I. Archean eclogites of the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield // Petrology. 2004. V. 12, No. 6. P. 609–631).

Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С., Сибелев О.С., Травин В.В., Степанова А.В., Бабарина И.И. Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижной пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С. 60–74. (Volodichev O.I., Slabunov A.I., Stepanov V.S., Sybelev O.S., Travin V.V., Stepanova A.V., Babarina I.I. The Archean and Paleoproterozoic eclogites and Paleoproterozoic druzites in the Gridino area (White Sea). In: Belomorian Mobile Belt and its analogs: Geology, geochronology, geodynamics, minerageny. Petrozavodsk: Karelia Science Center RAN. 2005. P. 60–74).

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, 2010. 144 с. (Kaulina T.V. Formation and recrystallization of zircons in polymetamorphic complexes. Apatity. Kola Science Center Academy of Sciences. 2010. 144 p.).

Каулина Т.В., Япаскурт В.О., Пресняков С.Л., Савченко Е.Э., Симакин С.Г. Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): геохимические особенности циркона, состав включений и возраст // Геохимия. 2010. Т. 48, № 9. С. 926–945. (Kaulina T.V., Yapakurt V.O., Presnyakov S.L., Savchenko E.E., Simakin S.G. Metamorphic evolution of the Archean eclogitic rocks of the Shirokaya and Uzskaya Salma area (Kola Peninsula): geochemical features of zircon, composition of the inclusions and the age // Geochemistry. 2010. V. 48, No. 9. P. 926–945).

Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Каулина Т.В., Белоусова Е.А., Напатов Л.М., Гриффин У.Л., О'Рейлли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады РАН. 2010а. Т. 434, № 6. С. 776–781. (Mints M.V., Konilov A.N., Dokukina K.A., Kaulina T.V., Belousova E.A., Natapov L.M., Griffin W.L., O'Reilly S. The Belomorian Eclogite Province: unique evidence of Meso-Neoproterozoic subduction and collision // Doklady Earth Sciences. 2010a. V. 434. Part 2. P. 1311–1316).



Минц М.В., Сулейманов А.К. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М., 2010б. Т. 1. 408 с. (Mints M.V., Suleimanov A.K. et al. Deep structure, evolution and mineral deposits of the Early Precambrian basement of the East European Platform: Interpretation of the 1-EU geotraverse, 4B and Tatseis profiles. Moscow, GEOKART, GEOS. 2010b. V. 1, 408 p.).

Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, осадочные бассейны). М., 2008. Тр. ГИН РАН. Вып. 584. 184 с. (Rosen O.M., Shchipansky A.A., Turkina O.M. Geodynamics of the Early Earth: Evolution and stability of the geological processes (ophiolites, island arcs, sedimentary basins). M.: Scientific World. 2008. Transactions of GIN RAS. V. 584. 184 p.).

Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. U-Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Доклады РАН. 2010. Т. 434, № 6. С. 802–806. (Skublov S.G., Balashov Yu.A., Marin Yu.B., Berezin A.V., Mel'nik A.E., Paderin I.P. U-Pb age and geochemistry of zircons from Salma eclogites (Kuru-Vaara deposit, Belomorian belt), Doklady Earth Sciences. 2010. V. 432. Part 2. P. 791–798).

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В., Сорьенен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология и геодинамика // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32. (Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Balagansky V.V., Sorjonen-Ward P., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S. The Archaean of the Baltic Shield: Geology, geochronology and geodynamics // Geotectonics. 2006. No. 6. P. 3–32).

Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Экспериментальные исследования равновесий с минералами переменного состава и геологическая термобарометрия // Экспериментальные проблемы геологии. М., 1994. С. 323–355. (Fonarev V.I., Grafchikov A.A., Konilov A.N. Experimental studies of equilibrium with the minerals of variable composition and geological thermobarometry // Experimental Problems of Geology. M.: Nauka. 1994. P. 323–355).

Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколикоса С.Ю. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // XXXVIII тектоническое совещание «Тектоника земной коры и мантии». М., 2005а. Т. 2. С. 389–392. (Shchipansky A.A., Konilov A.N., Mints M.V., Dokukina K.A., Sokolikova S.Yu. Geodynamics of an origin of the early continental crust in the light of the discovery of Archean eclogites in the Belomorian mobile belt, Kola Peninsula. In: XXXVIII Tectonic Conference "Tectonics of the Earth's crust and mantle". Transactions. V. 2. Moscow, GEOS. 2005a. P. 389–392).

Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколикоса С.Ю. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005б. С. 324–327. (Shchipansky A.A., Konilov A.N., Mints M.V., Dokukina K.A., Sokolikova S.Yu. Late Archean Salma eclogites, Belomorian mobile belt, Kola Peninsula, Russia: petrogenesis, age and significance for the geodynamic interpretation of an origin conditions of the early continental crust. In: Belomorian Mobile Belt and its analogs: Geology, geochronology, geodynamics, minerageny. Petrozavodsk: Karelia Science Center RAN. 2005b. P. 324–327).

Ashwal L.D., Tucker R.D., Zinner E.K. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63, No. 18. P. 2839–2851.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.

Blackman D.K., Cann J.R., Janssen B., Smith D.K. Origin of extensional core complexes: Evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone // Journ. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 21315–21333.

Blichert-Toft J., Chauvel CC., Albarède F. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth and Planet. Sci. Letters. 1997. V. 148. P. 243–258. Erratum. Earth and Planet. Sci. Letters. 1998. V. 154. P. 349.

Bröcker M., Enders M. U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece) // Geol. Mag. 1999. V. 136. P. 111–118.

Bröcker M., Enders M. Unusual bulk-rock compositions in eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece): implications for U-Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2001. V. 175. P. 581–603.

Brown M. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. In: P. A. Cawood and A. Kröner – Eds. Earth Accretionary Systems in Space and Time. Geol. Soc. Spec. Publ. 2009. No. 318. P. 37–74.

Clarke G.L., Aitchison J.C., Cluzel D. Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a reappraisal // Journ. of Petrology. 1997. V. 38, No. 7. P. 843–876.

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures // Reviews in mineralogy and geochemistry. Zircon (Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. – Eds.). 2003. V. 53. Chapter 16. P. 469–500.

Dick H.J.B., Natland J.H., Miller, D.J. et al. 1999. Proc. ODP, Init. Repts., 176 [Online]. Available from World Wide Web: <[http://www-odp.tamu.edu/publications/176\\_IR/176TOC.HTM](http://www-odp.tamu.edu/publications/176_IR/176TOC.HTM)>.

Dick H.J.B., Natland J.H. et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 179. P. 31–51.

Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia) // UHPM: 25 years after the discovery of coesite and diamond. Elsevier. 2011, Chapter 18, P. 591–634.



- Fonarev, V.I., Graphchikov, A.A. and Konilov, A.N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // International Geology Review. 1991. V. 33. P. 743–783.
- Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Wooden J.L. Protracted construction of gabbroic crust at a slow spreading ridge: Constraints from  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  zircon ages from Atlantis Massif and IODP Hole U1309D (30°N, MAR) // Geochem. Geophys. Geosyst. G3. 2008. V. 9, No. 8. Q08012, doi: 10.1029/2008GC002063.
- Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle continental crust and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 297–314.
- Holland T.J.B. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200°C // American Mineralogist. 1980. V. 65, No. 1. P. 129–134.
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 116. P. 433–447.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hancher J.M., Hoskin P.W.O. - Eds. Zircon // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2003. V. 53. Chapter 2. P. 27–62.
- Jocelyn J., Pidgeon R.T. Examples of twinning and parallel growth in zircons from some Precambrian granites and gneisses // Mineralogical Magazine. March 1974. V. 39. P. 587–594.
- Kaczmarek M.-A., Müntener O., Rubatto D. Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 155. P. 295–312.
- Kohn M.Y., Spear F.S. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont // American Mineralogist. 1990. V. 75. P. 89–96.
- Konilov A.N. Testing of the consistent system of geothermometers and geobarometers of the program TPF In: Experiment in GeoSciences. M.: Nauka. 1999. No. 8. P. 60–62.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.M., Dokukina K.A., Kaulina T.V., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of the Mesoarchean oceanic crust // UHPM: 25 years after the discovery of coesite and diamond. Elsevier. 2011, Chapter 19, p. 635–682.
- Kozior A.M., Newton R.C. Grossular activity-composition relationship in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments // Contrib. Miner., Petrol. 1989. V. 103. P. 423–433.
- Kretz, R. Symbols for rock-forming minerals. Am. Mineralogist. 1983. V. 68. P. 277–279.
- Maaskant, P. Thermobarometry of the Furua granulites, Tanzania: a comparative study // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen. 2004. V. 180. P. 65–100.
- McCarthy T.C., Patiño Douce A.E. Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAn) geobarometer // Journ. Metamorph. Geology. 1998. V. 16. P. 671–682.
- McDonough W.F. Partial melting of subducted continental crust and isolation of its residual eclogitic lithology // Phil. Trans. R. Soc. London. 1991. V. A 335. P. 407–418.
- Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V. A 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province // Tectonophysics. 2009. V. 472. P. 323–339.
- Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. Mesoarchean Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. 2010. V. 38. P. 739–742. doi: 10.1130/G31219.1.
- Möller C. Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (Grenvillian) orogen of SW Sweden: petrology and tectonic implications // Journal of metamorphic Geology. 1998. V. 6. P. 641–656.
- Nakamura D., Svojtka M., Naemura K. Very high-pressure (>4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nové Dvory, Czech Republic) // Journal of metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 593–603.
- Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B. Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA // Journal of metamorphic Geology. 2003. V. 21. P. 685–698.
- Peacock S. M., Rushmer T., Thompson A.B. Partial melting of subducting oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 121. P. 227–244.
- Peacock S.M., Wang W., McMahon A.M. Thermal structure and metamorphism of subducting oceanic crust: Insight into Cascadia intraslab earthquakes // The Cascadia subduction zone and related subduction systems. U.S. Geol. Survey open-file report 02-328 & Geol. Survey of Canada open-file 4350. Version 1.0. 2002. P. 123–126.
- Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
- Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // Journ. of metamorphic Geol. 1985. No. 3. P. 231–243.
- Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // Chemical Geology. 2002. V. 184. P. 123–138.
- Seck H.A., Kötz J., Okrusch M., Seidel E., Stosch H.-G. Geochemistry of a meta-ophiolite suite: An association of metagabbros, eclogites and glaucophanites on the island of Syros, Greece // Eur. Journ. Mineral. 1996. V. 8. P. 607–623.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds). Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. V. 42, P. 313–345.



*Tomashek F., Kennedy A.K., Villa I.M., Lagosi M., Ballhaus, C.* Zircons from Syros, Cyclades, Greece - recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44, No. 11. P. 1977–2002.

*Uehara S.-i., Aoya M.* Thermal model for approach of spreading-ridge to subduction zones and its implications for high-*P*/high-*T* metamorphism: Importance of subduction versus ridge approach ratio. *Tectonics*. 2005. V. 24, No. 4. TC4007, doi:10.1029/2004TC001715.

*Whitehouse M.J., Platt J.P.* Dating high-grade metamorphism – constraints from rare-earth elements in zircon and garnet // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 145. P. 61–74.

*Wood D.A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problem of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.



## ЭКЛОГИТЫ И АССОЦИИРУЮЩИЕ С НИМИ ПОРОДЫ КАРЬЕРА КУРУ-ВААРА

Щипанский А.А.<sup>1</sup>, Слабунов А.И.<sup>2</sup>, Ходоревская Л.И.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ГИН РАН, Москва

<sup>2</sup> ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

<sup>3</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка

В карьере Куру-Ваара (рис. 3.1) будут продемонстрированы две группы архейских эклогитов и их соотношение с вмещающими ТТГ гнейсами.

### Геологический обзор

Разрез карьера Куру-Ваара является важнейшим объектом для понимания архитектуры глубоких горизонтов ранней континентальной коры, обнажающихся в Беломорском поясе. Этим действующим карьером по добыче керамических пегматитов полностью вскрыт фрагмент пояса вкрест простирания на 1200 м и на глубину около 100 м. Восемь его уступов ориентированы по простиранию ( $\sim 330^\circ$ ) промышленных пегматитовых жил, мощность которых составляет в среднем 5–6 м; падение жил северо-восточное под углами  $40\text{--}60^\circ$ . Согласно предшествующим исследованиям пегматитовое поле располагается в архейском мигматит-гнейсовом комплексе с подчиненным количеством амфиболитов, который традиционно относится к беломорской серии архея.

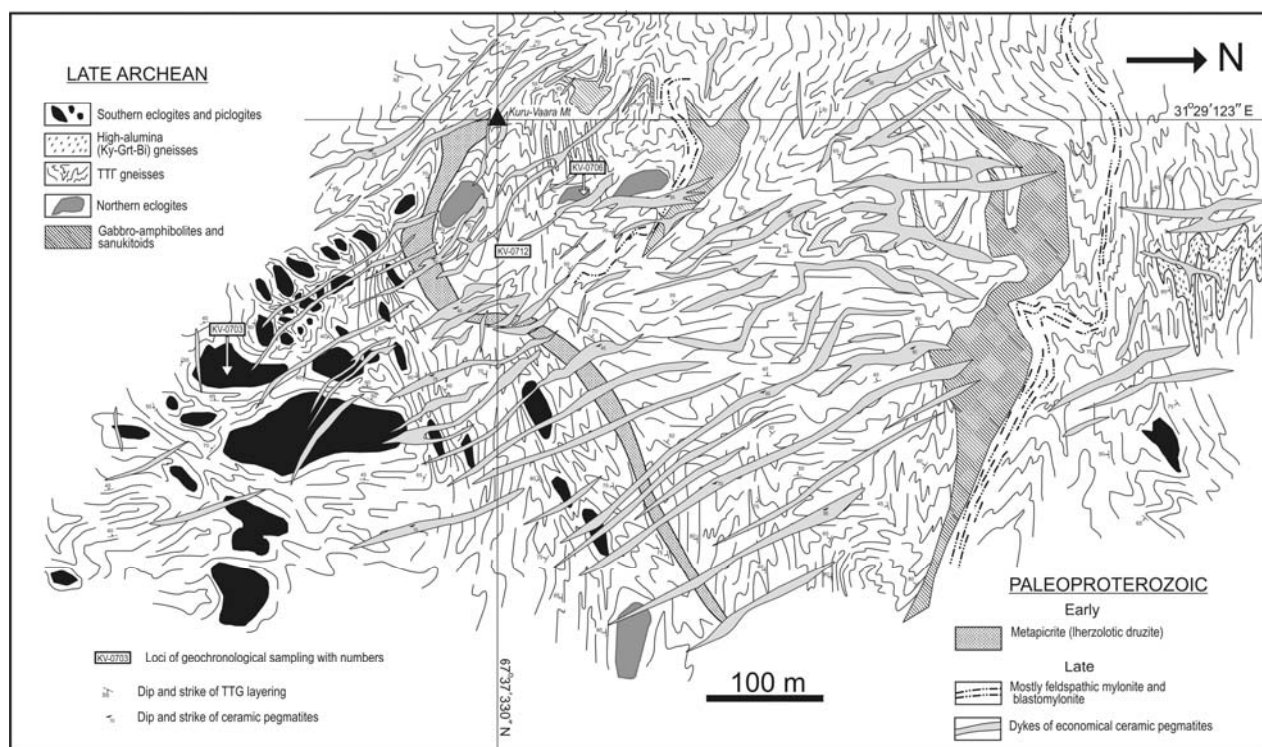


Рис. 3.1. Геологическая карта западной стенки карьера Куру-Ваара

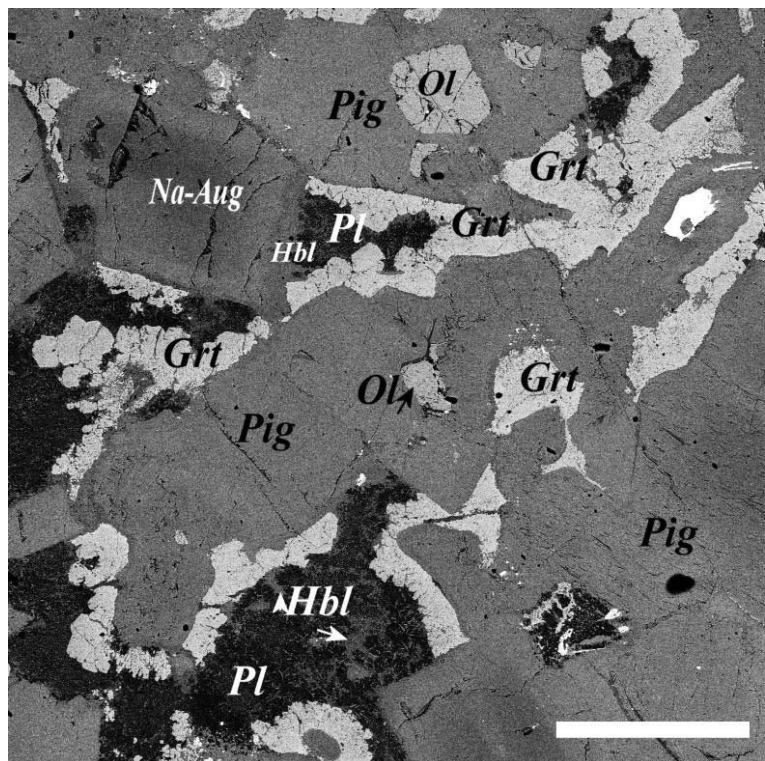
Fig. 3.1. Geological map of the western wall of the Kuru-Vaara quarry

Как видно на составленной нами карте (рис. 3.1), здесь запечатлена важная информация об относительных возрастных соотношениях между различными магматическими комплексами. К наиболее молодым образованиям относятся редкие дайки оливиновых мелилититов, девонского возраста (не показаны), которые прорывают как гнейсовый комплекс, так и пегматитовые жилы. Последние имеют отчетливо секущее положение по отношению ко всем более древним комплексам и по аналогии с подобными датированными пегматитовыми жилами пояса рассматриваются как свекофенские.

Реперное значение имеет дайка коронитовых габброноритов (рис. 3.2), которая сечет структурный план архейского комплекса и содержит редкие ксенолиты сильно измененных ТТГ гнейсов. В шлифах из дайки обнаруживается тонкокристаллический агрегат первичных магматических минералов – основного плагиоклаза, магнезиального ортопироксена (пижонита), авгита, оливина и редко битовитового плагиоклаза, по границам которых наблюдаются зачаточные (50–100 мкм) каймы ортопироксена и граната, иногда замещаемые ассоциацией роговой обманки и кислого плагиоклаза (рис. 3.2). Габбронориты сумийского комплекса лерцолит-габброноритов широко развиты в Беломорском поясе и возраст магматической стадии их формирования оценивается в ~ 2.4 млрд лет (Степанов, 1981; Слабунов, 2008 и ссылки в этой работе). Архейский комплекс сложен серыми плагиогнейсами, в котором заключены различного рода тела метаморфитов основного – ультраосновного составов. По структурному положению выделяются две группы таких тел.

**Рис. 3.2.** Корона граната ( $\text{Py}_{0.51-0.53}\text{Gr}_{0.21-0.16}\text{Alm}_{0.27-0.29}\text{Sps}_{0.01}$ ) на контакте с плагиоклазом вокруг магматических минералов – пижонита (Pig), оливина (Ol), авгита (Na-Aug). В интерстициях рассмотренных минералов наблюдаются симплектитоподобные сростания олигоклаза (Pl) с магнезиальным паргаситом (Hbl). Подобные короны формируются в результате встречной диффузии Al и Ca со стороны плагиоклаза и Mg и Fe со стороны оливина и пироксенов при  $T \sim 650^\circ\text{C}$  и  $P \sim 6-7$  кбар (Ларикина, 2000). Микрофотография шлифа KV-0813 (BSE-изображение). Масштабная линейка – 0.5 мм

**Fig. 3.2.** Garnet corona ( $\text{Py}_{0.51-0.53}\text{Gr}_{0.21-0.16}\text{Alm}_{0.27-0.29}\text{Sps}_{0.01}$ ) at the contact with plagioclase around magmatic minerals such as pigeonite (Pig), olivine (Ol) and augite (Na-Aug). Symplectite-like oligoclase (Pl)-high-Mg pargasite (Hbl) intergrowths are encountered in the interstices of the minerals discussed. Such coronas result from Al and Ca diffusion on the plagioclase side and Mg and Fe diffusion on the olivine and pyroxene side at  $T \sim 650^\circ\text{C}$  and  $P \sim 6-7$  kbar (Larikova, 2000). Microphotograph of thin section KV-0813 (BSE-image). Bevel scale is 0.5 mm



На севере и в центральной части карьера вскрыты сильно деформированные тела габбро-амфиболитов, в которых, как правило, сохраняются реликты габбровой структуры. Эти тела сохраняют структурные признаки их магматического внедрения в виде пластообразных тел, претерпевших, по всей вероятности, синметаморфические вязкопластические деформации совместно с вмещающими их гнейсами. Наиболее крупные тела габбро-амфиболитов обнаруживают зональное строение – в их центральных частях появляются породы более кислого состава – тонкозернистые однородные тоналиты без признаков гнейсовидности. По химизму эти тоналиты относятся к санукитоидам, а наблюдаемые соотношения с габбро-амфиболитами позволяют говорить о миглинговом характере взаимодействия габбровых и санукитоидных расплавов, т.е. о субсинхронности их внедрения в ранее сформированную ТТГ гнейсовую раму.

Вторую группу метаморфизованных мафит-ультрамафитов составляют ретроградно измененные эклогиты и пиклогиты (пикрит + эклогит). В отличие от габбро-амфиболитов они не обнаруживают структурных признаков внутрикоровых магматических тел. Их расположение в пространстве скорее схоже со своеобразным неструктурированным мономиктовым меланжем, эклогитовые и пиклогитовые блоки которого погружены в матрикс ТТГ гнейсов (см. рис. 3.1). Единственным исключением является сильно деформированный блок высокоглиноземистых кианит-гранат-биотитовых парагнейсов на севере карьера, которые традиционно относятся к чупинской свите беломорской серии.

Как правило, блоки эклогитов сильно амфиболизированы, иногда вплоть до полной их трансформации в амфиболиты. Во многих случаях фрагменты с сохранившимися эклогитовыми минеральными ассоциациями можно наблюдать только благодаря тому, что эклогитовые блоки были расколоты горными выработками, тем самым обнажив их ядерные части. Пиклогиты чаще наблюдаются в виде отдельных малых блоков. По химическому составу они относятся преимущественно к пикритах, а по минеральному – это почти мономинеральные клинопироксениты или безкварцевые гранат-диопсидовые и гранат-диопсид-амфиболовые породы; в наиболее высокомагнезиальных разностях заметно присутствие талька. Некоторые блоки демонстрируют очевидные свидетельства генетической связи эклогитов и пиклогитов, что выражается в чередовании пород основного (эклогиты) и ультраосновного (пиклогиты) составов (см. фото: [http://igkrc.ru/geo/rus/conf/gec2011/gec2011\\_ft.html](http://igkrc.ru/geo/rus/conf/gec2011/gec2011_ft.html)).

На основе детальных полевых наблюдений были выделены две группы эклогитов, которые, основываясь на пространственном распределении в карьере, условно можно назвать «южными» и «северными».

«Южные» эклогиты составляют большую часть закартированных эклогитовых тел. Отличительной особенностью их является относительная крупность зерен граната (в среднем 3–5 мм), которые занимают ~ 40 % объема породы, беспорядочно заключенных в серо-зеленой тонкозернистой массе диопсид-плагиоглазовой симплектитовой матрицы. Только в единичных блоках визуально были обнаружены сохранившиеся фрагменты с ярко-зелеными зернами омфацита размером в первые сантиметры. Кроме того, здесь присутствуют и кианитсодержащие разности; голубые пластинки кианита миллиметровых размеров иногда хорошо различимы невооруженным глазом в симплектитовом матриксе.

В группу «северных» эклогитов объединены четыре блока эклогитов, которые заметно отличаются от «южных». Прежде всего это относится к степени сохранности эклогитовой минеральной ассоциации, позволяющей даже визуально с высокой вероятностью относить эти породы к эклогитам *senso stricto*. Действительно, внешне это плотные массивные породы с мелким (~ 1 мм) обильным (~ 40–45% объема породы) гранатом в мелкокристаллической амфибол-клинопироксеновой зеленой, иногда с коричневатым оттенком, матрице.

Помимо текстурных различий существуют дополнительные диагностические критерии, позволяющие разграничивать два типа эклогитов.

Во-первых, в отличие от «северных» в блоках «южных» эклогитов часто наблюдаются ясные свидетельства их частичного плавления, которые сохранились в «замороженном» виде. Данное определение связано с тем, что все ниже описываемые явления ограничиваются только эклогитовыми блоками. Можно наблюдать различные реологические стадии частичного плавления от нижнего порога перколяции кислого расплава до стадии его солидификации (Vigneresse et al., 1996). С фазой остаточных расплавов связываются редкие пегматоидные жилы и сходные с ними по минеральному составу выразительные крупнокристаллические кианит-биотит-полевошпат-кварцевые жилы, которые характерны только для блоков «южных» эклогитов. Они заполняют трещины отрыва и, по-видимому, формировались в условиях кинематики простого сдвига.

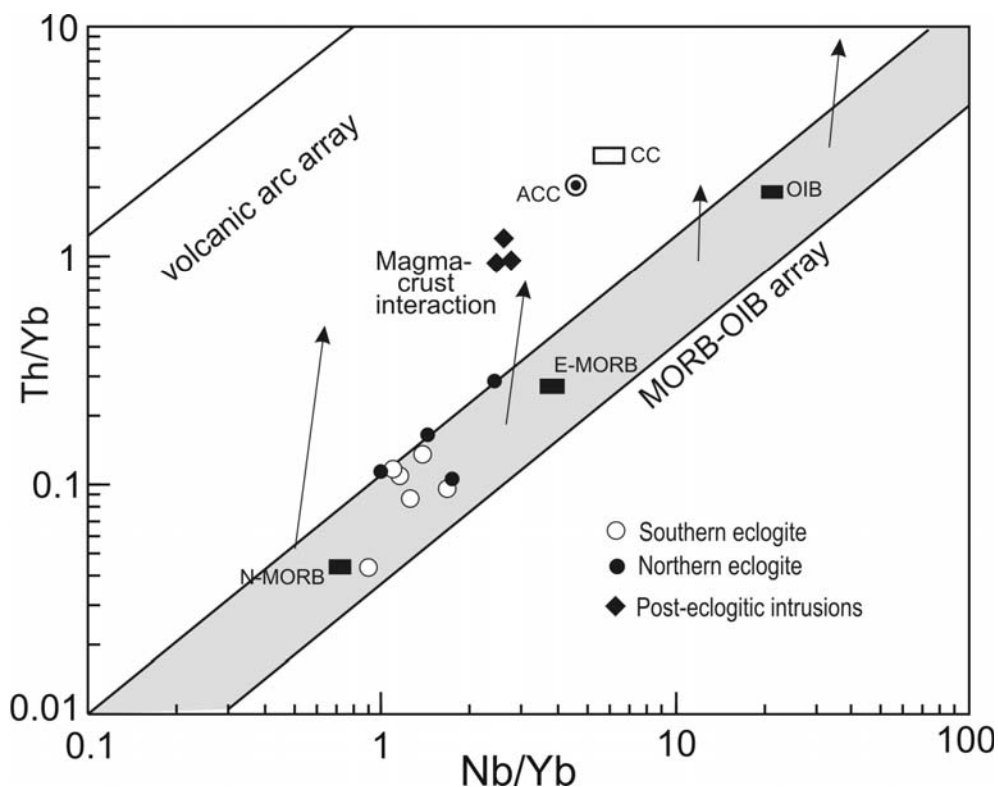
В блоках «северных» эклогитов нет свидетельств частичного плавления, и только в одном блоке наблюдается высокobarическая жила, структурные особенности которой указывают на то, что ее формирование происходило в условиях кинематики чистого сдвига. Предварительные исследования ее минерального состава показали, что ее составляет очень неравновесная полиминеральная ассоциация карбонатно-слюдисто-плагиоклаз-корундового ( $\pm$  клинопироксен) состава, в которой присутствуют реликты граната, кианита, диопсида, талька и фенгита.

### **Петро- и геохимические особенности пород**

Эклогиты и постэклогитовые интрузии, не обнаруживающие свидетельств эклогитизации, отчетливо различаются по индикаторным отношениям коровой контаминации (табл. 3.1; рис. 3.3). Отсутствие признаков контаминации в эклогитах свидетельствует о наиболее вероятной принадлежности их протолитов к фрагментам субдущировавшей архейской океанической коры (Щипанский, 2009).

«Южные» эклогиты по химическому составу относятся к низко-K, преимущественно оливин-нормативным толеитовым базальтам, заметно отличающимся по содержанию ряда окислов от типичного толеита (N-MORB) современных срединно-океанических хребтов (табл. 3.1). Их  $mg\#$  ( $Mg^{2+}/Mg^{2+}+Fe^{2+}$ ) в большинстве случаев составляет 0.66–0.69, свидетельствуя о том, что базальтовые протолиты эклогитов были сформированы из первичных мантийных расплавов без существенной последующей фракционной кристаллизации. Единственная проба KV-0757/1 из эклогитового блока с явными свидетельствами час-

точного плавления показывает более низкий индекс магнезиальности  $mg\# = 0.57$ . Эклогиты обнаруживают хорошо выраженные положительные аномалии Nb ( $Nb/Th_N = 1.3 \div 2.3$ ), индикативные для расплавов, не претерпевших коровую контаминацию. Отличительной особенностью примитивных составов являются положительные аномалии Sr ( $Sr/Sr^* = 1.9 \div 3.3$ ), которые не сопровождаются аналогичными аномалиями Eu ( $Eu/Eu^* \approx 1$ ). Составы пиклогитов, ассоциирующих с «южными» эклогитами, приведены в табл. 3.1. По химическому составу среди пиклогитов, ассоциирующих с «южными» эклогитами, выделяются как пикриты (KV-0505), так и коматииты (KV-0504). В образце коматиитового состава отношение  $Al_2O_3/TiO_2 = 20$ , что типично для Al-недеплементированных коматиитов. Спектры распределения малых элементов также сходны с коматиитовыми, отличаясь от эклогитовых большим уровнем деплетации. Однако важно, что в пиклогитах наблюдаются также хорошо выраженные положительные аномалии Nb, свидетельствующие об их генетической связи с эклогитами.



**Рис. 3.3.** Диаграмма Th/Yb – Nb/Yb – индикатор коровой контаминации (Pearce, 2008) для эклогитов и постэклогитовых мафических пород Куру-Ваары. ACC и CC – архейская континентальная кора и континентальная кора соответственно (Rudnick, Fountain, 1995)

**Fig. 3.3.** Th/Yb – Nb/Yb diagram, an indicator of crustal contamination (Pearce, 2008) for Kuru-Vaara eclogite and posteclogitic mafic rocks. ACC and CC = Archaean continental crust and continental crust, respectively (Rudnick & Fountain, 1995)



# Field Trip Guide Book

**Таблица 3.1.** Представительные анализы петрогенных (мас. %), малых и рассеянных (мкг/г) элементов эцлогитов и ассоциирующих с ними пород из карьера Куру-Ваара

**Table 3.1.** Major (X-ray fluorescence; wt. %) and trace element (ICP-MS; ppm) geochemistry of the Kuru-Vaara eclogites and related rocks

No	1	2	3	4	5	6	7	8
Samples	KV- 0501	KV- 0502	4LM- 10	KV- 0615	KV- 0703	KV- 0715/1	KV- 0505	KV- 0504
	«Южные» эцлогиты Southern eclogites						Пиклогиты Piclogites	
SiO <sub>2</sub>	47.70	45.50	46.60	46.66	48.00	50.30	45.70	45.80
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.54	0.54	0.54	0.56	0.91	0.39	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.20	17.20	17.00	15.21	17.30	14.20	8.39	5.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.20	12.10	11.00	12.50	10.50	12.90	13.00	9.42
MnO	0.16	0.19	0.16	0.19	0.16	0.21	0.29	0.14
MgO	9.72	10.70	10.50	12.27	10.50	7.80	13.80	24.30
CaO	11.40	11.00	11.00	11.09	10.90	11.60	17.20	10.10
Na <sub>2</sub> O	3.01	2.04	1.90	1.72	1.57	1.88	0.37	0.81
K <sub>2</sub> O	0.68	0.32	0.50	0.07	0.21	0.02	0.09	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.05	0.02	0.03	0.06	0.08	0.10
LOI	0.23	0.20	0.57	0.60	0.29	0.22	0.10	2.46
Total	99.89	99.84	99.82	99.87	100	100	99.40	99.50
mg#	0.68	0.66	0.68	0.69	0.69	0.57	0.70	0.75
Sc				33.9	31.2	45.5		
V	174	163	160	178	159	254	110	110
Cr	595	687	597	884	725	60	1970	2040
Co	56.1	60.2	57				80	82.7
Ni					297	85		
Rb	19.7	8.94	16	1.5	5.38	1.5	0.3	2.70
Sr	103	59	82	60	146	32	79.4	23.2
Y	13.1	14.6	11.3	12.8	12.5	17.8	10.6	9.13
Zr	30.1	31.5	23.8	26	21.5	42	15.4	12.6
Nb	1.61	1.46	1.56	1.39	2.09	2.72	0.91	0.61
Ba	118	48.4	108	25	49	25	0.1	0.1
La	1.61	0.94	0.90	0.89	1.37	2.13	0.71	0.46
Ce	4.00	2.65	2.76	2.34	3.77	6.09	1.79	1.81
Pr	0.77	0.44	0.44	0.36	0.61	1.01	0.30	0.35
Nd	4.23	2.35	2.35	2.00	3.21	4.89	1.55	2.01
Sm	1.55	0.93	0.85	0.79	1.05	1.70	0.79	0.75
Eu	0.54	0.34	0.33	0.30	0.50	0.62	0.43	0.11
Gd	1.73	1.20	1.23	1.14	1.68	2.17	1.19	1.03
Tb	0.33	0.30	0.28	0.30	0.33	0.44	0.24	0.20
Dy	1.98	2.30	1.86	1.90	2.01	2.96	1.70	1.39
Ho	0.49	0.58	0.42	0.50	0.47	0.65	0.40	0.35
Er	1.47	1.69	1.25	1.40	1.47	2.02	1.07	0.96
Tm	0.24	0.26	0.17	0.19	0.21	0.29	0.16	0.13
Yb	1.44	1.58	1.23	1.36	1.23	1.93	0.95	0.95
Lu	0.20	0.25	0.20	0.22	0.21	0.30	0.16	0.14
Hf	0.88	0.89	0.71	0.80	0.65	1.29	0.35	0.35
Ta	0.09	0.08	0.09	0.08	0.12	0.16	0.05	0.03
Th	0.17	0.10	0.09	0.19	0.12	0.27	0.10	0.05
U	0.32	0.20	0.05	0.07	0.33	0.12	0.12	0.05
La/Yb <sub>N</sub>	0.75	0.40	0.49	0.44	0.75	0.74	0.5	0.3
Nb/Th <sub>N</sub>	1.25	1.9	1.9	1.7	2.3	1.3	1.2	1.6
Sr/Sr*	1.85	1.86	2.65	2.10	3.27	0.5	4.7	1.1
Eu/Eu*	1	1	1	1	1.2	1	1.4	0.4
Nb/Ta	17.9	18.3	17.3	17.4	17.5	17.0	18.2	17.4

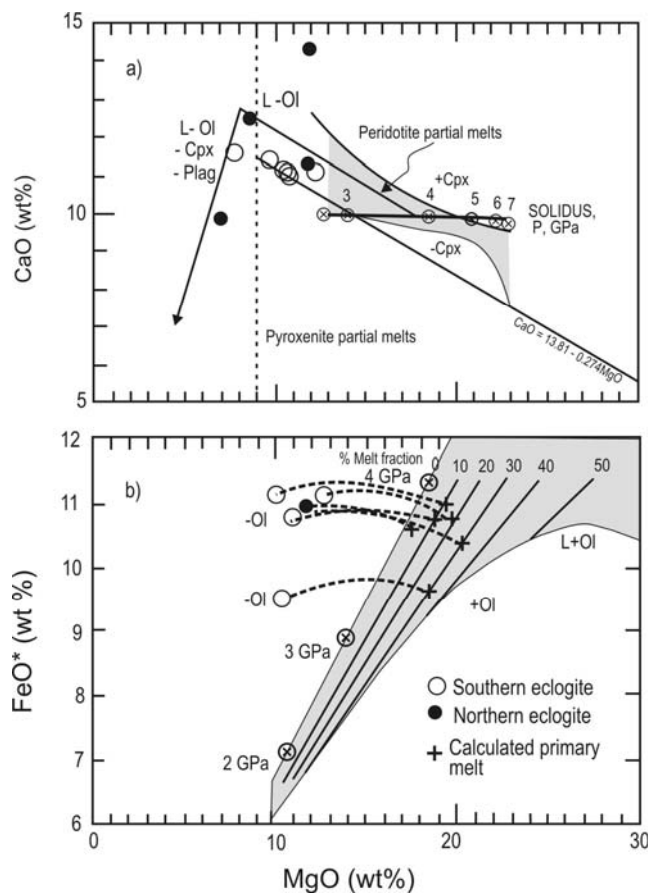
Таблица 3.1, продолжение

Table 3.1, continued

No	9	10	11	12	13*	14	15	16
Samples	KV- 0706	KV- 0804	KV- 0807	KV- 0811	KV- 711/1	KV- 711/2	KV 0810	KV 0813
	«Северные» экологиты Northern eclogites				Пост-экологитовые интрузии Post-eclogitic intrusions*			
SiO <sub>2</sub>	47.90	50.40	46.40	50.30	50.40	64.60	52.50	49.70
TiO <sub>2</sub>	0.50	1.22	0.45	0.54	0.41	0.60	0.91	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.80	14.80	13.10	13.80	10.2	15.20	11.80	8.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	12.20	13.20	12.00	11.70	9.59	6.33	0.18	11.60
MnO	0.24	0.18	0.23	0.23	0.18	0.01	0.18	0.19
MgO	11.80	7.02	11.90	8.59	15.20	2.84	6.22	20.50
CaO	11.30	9.87	14.30	12.50	10.20	4.96	9.20	6.81
Na <sub>2</sub> O	1.46	2.56	1.41	2.09	1.58	3.09	2.88	1.31
K <sub>2</sub> O	0.31	0.51	0.05	0.05	0.85	1.77	0.91	0.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.10	0.05	0.07	0.04	0.11	0.12	0.05
LOI	0.38	0.13	0.14	0.08	1.0	0.37	0.61	0.10
Total	99.90	100	100	100	99.70	100	99.90	99.70
mg#	0.68	0.54	0.69	0.62	0.75	0.54	0.54	0.80
Sc	43.4	43.1	47	51.2	30.2	11.2	33.4	28.2
V	203	282	201	207	161	91.6	199	156
Cr	939	189	871	773	1570	82.6	186	2220
Co								
Ni	287	101	285	190	391	89.1	127	675
Rb	11.3	18.2	2.1	1.5	21	44	18	8
Sr	63	67.6	59	45.3	143	159	269	163
Y	13.9	22.6	11.9	13.8	9	10.5	19.7	9.3
Zr	27.1	66.6	25.5	26	34.2	154	93	39
Nb	1.46	3.51	2.48	3.56	2.27	7.37	5.63	2.38
Ba	79	59	23	25.3	223	420	299	184
La	1.28	3.77	0.75	2.65	3.79	46.6	14.9	6.98
Ce	3.10	10.50	2.16	6.44	8.38	90.2	32	14.60
Pr	0.55	1.63	0.38	0.90	1.13	10.1	4.01	1.89
Nd	2.85	7.98	2.12	3.63	4.91	32.9	16.30	7.21
Sm	1.15	2.61	0.91	0.98	1.23	5.14	3.45	1.67
Eu	0.40	0.87	0.34	0.34	0.42	1.34	1.10	0.53
Gd	1.51	3.13	1.42	1.38	1.45	4.08	3.53	1.62
Tb	0.30	0.60	0.31	0.31	0.22	0.50	0.56	0.26
Dy	2.14	3.65	1.98	1.99	1.53	2.39	3.44	1.64
Ho	0.47	0.88	0.46	0.51	0.33	0.37	0.68	0.34
Er	1.53	2.44	1.25	1.63	0.92	1.00	2.00	1.03
Tm	0.24	0.37	0.21	0.25	0.13	0.15	0.32	0.16
Yb	1.45	2.49	1.39	1.52	0.86	0.95	1.99	0.95
Lu	0.26	0.38	0.23	0.29	0.14	0.16	0.32	0.16
Hf	0.82	1.89	0.76	0.75	1.0	4.1	2.59	1.00
Ta	0.07	0.18	0.13	0.15	0.14	0.44	0.27	0.13
Th	0.17	0.44	0.15	0.48	1.05	5.95	1.95	0.90
U	0.08	0.54	0.18	0.31	0.29	0.92	0.45	0.25
La/Yb <sub>N</sub>	0.6	1.0	0.4	1.2	3.0	33.1	5.1	5.
Nb/Th <sub>N</sub>	1.1	1.1	2.2	1.0	0.3	0.2	0.4	0.3
Sr/Sr*	1.6	0.6	2.2	0.7	1.6	0.2	0.8	1.1
Eu/Eu*	0.9	0.9	0.9	0.9	1.0	0.9	1.0	1.0
Nb/Ta	18.3	18.5	19.1	19.8	16.2	16.8	20.8	18.3

\* 13 – high-Mg gabbro-amphibolite (магнезиальный габбро-амфиболит); 14 – sanukitoid (санукитоид); 15 – amphibolite (амфиболит); 16 – sumian metapicritic dyke (сумийский метапикрит).

«Северные» экологиты по химическому составу относятся также к низко-К толеитовым базальтам, которые несколько отличаются от «южных» экологитов. Они имеют более низкую глиноземистость в сравнении с «южными» (табл. 3.1). Кроме того, хорошо заметна и разница содержаний CaO и Na<sub>2</sub>O. Все образцы демонстрируют систематически менее выраженные положительные аномалии Nb (Nb/Th<sub>N</sub>=1.1÷2.2). В наиболее примитивных разностях «северных» экологитов также отмечаются хорошо выраженные положительные аномалии Sr при отсутствии когерентных аномалий Eu.



**Рис. 3.4.** Эклогиты Куру-Ваары на петрогенетических диаграммах, связывающих происхождение их протолитов с процессами фракционирования и плавления верхней мантии (Herzberg, Asimow, 2008)

а – диаграмма MgO–CaO. Пунктирная линия, соответствующая MgO=9 вес. %, показывает начало наступления процесса фракционирования клинопироксена и плагиоклаза (начало габбрового тренда). Высокие содержания CaO в высокомагнезиальных (MgO >9 вес.%) эклогитах Куру-Ваары указывают на происхождение их протолита за счет плавления перидотитовой мантии б – диаграмма MgO–FeO\*. Высокомагнезиальные эклогиты Куру-Ваары, составы которых контролируются фракционированием оливина, что позволяет моделировать их первичные расплавы по программе Primelts2 (Herzberg, Asimow, 2008). Первичные расплавы протолитов эклогитов формировались при давлении от ~ 3.5 до ~ 3.9 ГПа и степенях частичного плавления перидотитовой мантии от ~ 10 до ~ 30%

**Fig. 3.4.** Kuru-Vaara eclogites in petrogenetic diagrams, which attribute the origin of their protoliths to the fractionation and melting of the upper mantle (Herzberg & Asimow, 2008)

а – MgO–CaO diagram. The dotted line, corresponding to MgO=9 wt. %, shows the beginning of clinopyroxene and plagioclase fractionation (the beginning of a gabbro trend). High percentages of CaO in high-Mg (MgO >9 wt.%) Kuru-Vaara eclogites indicate that their protolith was produced by the melting of a peridotitic mantle б – MgO–FeO\* diagram. Kuru-Vaara high-Mg eclogites, whose compositions are controlled by olivine fractionation. Their primary melts can thus be modelled using Primelts2 software (Herzberg & Asimow, 2008). The primary protolith melts of eclogites were formed at a pressure of ~ 3.5 to ~ 3.9 GPa and the degree of partial melting of peridotitic mantle of ~ 10 to ~ 30%

Анализ составов эклогитов Куру-Ваары показывает, что все образцы, где сохраняется матричный ом-фацит, являются оливин-нормативными, и, более того, их протолиты формировались из первичных расплавов перидотитовой мантии, фракционирование которых осуществлялось под контролем оливина вне габбрового тренда (рис. 3.4 а). Это позволяет оценить первичные составы расплавов, магнезиальность которых должна была составлять от 18 до 20 вес. %, а их ликвидусные температуры достигать ~ 1400–1450 °С. Как можно видеть на рис. 3.4 б, составы эклогитов формировались при 10–30%-ном частичном плавлении перидотитовой мантии в интервале глубин, соответствующих давлению от ~ 3.5 до 3.9 ГПа, т.е. в поле гранатовых перидотитов. Эти данные прекрасно соответствуют результатам петрологического и физического моделирования состояния позднеархейской верхней мантии и ее частичного плавления, которое продуцировало океаническую кору мощностью от 25 до 35 км (Herzberg et al., 2010).

**ТТГ гнейсы.** Вмещающие эклогиты серые гнейсы принадлежат к натриевому ряду магматических пород, которые по составу варьируют от тоналитов до трондьемитов (табл. 3.2). По индексу насыщенности глиноземом  $A/CNK$  ( $Al/(Ca+Na+K)$ ), 1.1–1.27, они являются пералюминиевыми. Образцы гнейсов показывают высокие для гранитов значения  $Mg\#$ =0.40–0.65, указывая на генетическую связь с мафитовым (в данном случае эклогитовым) источником их магмогенерации.

ТТГ гнейсы Куру-Ваары разделяются на две группы: низкоглиноземистую ( $Al_2O_3 < 15$  мас. %) и высокоглиноземистую ( $Al_2O_3 > 15$  мас. %), которые показывают разные характеристики концентраций малых элементов (Barker, Arth, 1976). Высоко-Аl гнейсы имеют сильно фракционированные спектры с обогащением легких РЗЭ и обеднением тяжелых РЗЭ ( $La/Yb_N > 10$ ), тогда как низко-Аl группа не обнаруживает сильной деплетации тяжелыми редкими землями ( $La/Yb_N < 10$ ) (табл. 3.2, рис. 3.5 а, б). Высоко-Аl ТТГ гнейсы традиционно интерпретируются как результирующие продукты частичного плавления мафитового источника в присутствии граната и амфибола; плагиоклаз не рассматривается в качестве значимой контролирующей составы фазы. Низко-Аl ТТГ гнейсы рассматриваются как производные частичного плавления мафитового источника с контролем составов безгранатовой минеральной ассоциации (плагиоклаз + амфибол + клинопироксен). Подобная ассоциация контролируемых ликвидусных фаз описывается в рамках малоглубинного

(~ 10–12 кбар и ниже) плавления или фракционной кристаллизацией, определяемой нижней границей стабильности граната. Экспериментальные работы по частичному плавлению амфиболитов показывают, что гранат как значимая фаза (> 20 мас. %), контролирующая составы расплавов, появляется в поле высоких давлений,  $\geq 15$  кбар (Nair, Chacko, 2008)

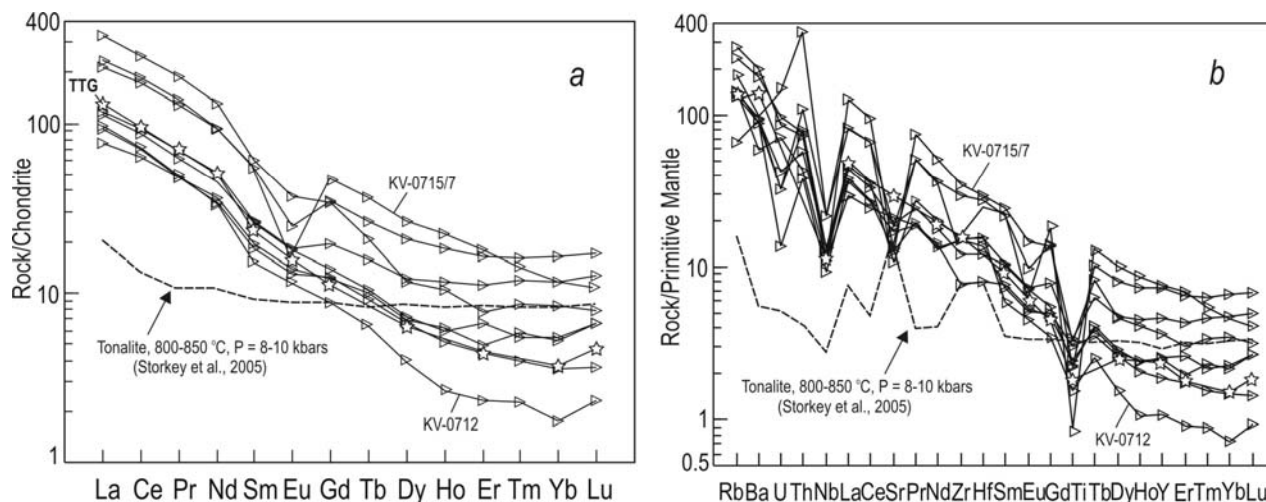
**Таблица 3.2.** Представительные анализы петрогенных (мас. %), малых и рассеянных (мкг/г) элементов ТТГ гнейсов, вмещающих эклогиты Куру-Ваары

**Table 3.2.** Major (X-ray fluorescence; wt. %) and trace element (ICP-MS; ppm) geochemistry of the TTG gneisses holding the Kuru-Vaara eclogites

No	1	2	3	4	5	6	7	8*
Samples	KV0506	KV0507	KV0620	KV0712	KV0715/3	KV0719	KV-0720	KV0715/7
	ТТГ гнейсы TTG gneisses							
SiO <sub>2</sub>	63.60	68.70	67.77	71.70	61.60	61.50	63.20	76.50
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.46	0.47	0.32	0.67	0.71	0.51	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.90	15.70	14.74	15.00	17.40	13.70	17.10	12.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5.23	3.52	4.39	2.54	4.39	9.42	4.82	1.03
MnO	0.09	0.05	0.06	0.35	0.05	0.15	0.08	0.01
MgO	2.61	1.24	1.59	0.76	3.68	2.95	2.68	1.30
CaO	4.97	3.61	3.64	3.07	3.23	6.32	5.25	1.88
Na <sub>2</sub> O	4.11	4.35	3.15	4.18	4.09	3.17	4.52	2.66
K <sub>2</sub> O	2.17	1.75	3.64	2.02	3.91	1.65	1.48	3.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.11	0.15	0.08	0.35	0.12	0.08	0.05
LOI	0.35	0.32	0.53	0.33	0.57	0.33	0.36	0.30
Total	99.84	99.81	99.82	100	99.90	100	100	100
mg#	0.53	0.44	0.42	0.40	0.65	0.41	0.55	0.73
Sc			5.7	3.07	8.88	27.2	9.97	3.19
V	46	73.5	56.2	28.3	75.70	139	81.1	17.2
Cr	12	56.2	43.9	24.5	54.70	20.1	26.90	21.5
Co	8.5	17.2						
Ni			28.7	18.5	114	45.3	23.1	35.1
Rb	71	17	125	78	150	45.1	75.6	102
Sr	309	330	349	231	228	194	285	249
Y	7.4	28.8	10.1	4.24	14.5	18.2	9.74	31
Zr	147	286	118	147	336	148	75.5	150
Nb	5.71	13.4	6.85	7.95	6.81	8.31	6.81	13.8
Ba	529	572	1070	529	1210	566	355	626
La	22.2	50.8	26.8	23.20	77.6	28.1	18.0	54.80
Ce	43.2	106	53.3	43.6	152	56.6	38.4	112
Pr	4.53	12.2	5.89	4.68	17.90	6.54	4.55	13.10
Nd	15.90	43.7	21.1	15.40	60.60	23.8	16.8	43.20
Sm	2.81	8.24	3.92	2.27	9.31	4.03	2.96	9.02
Eu	0.75	1.42	1.03	0.66	2.16	1.06	0.79	0.94
Gd	2.55	7.11	2.83	1.80	6.99	4.00	2.47	9.53
Tb	0.34	0.97	0.39	0.24	0.77	0.59	0.37	1.34
Dy	1.67	5.20	1.82	0.98	2.95	3.07	1.77	6.67
Ho	0.29	1.04	0.34	0.15	0.59	0.65	0.35	1.25
Er	0.73	2.68	1.09	0.38	1.27	1.82	0.82	2.95
Tm	0.10	0.41	0.14	0.06	0.22	0.30	0.15	0.36
Yb	0.61	2.76	0.93	0.30	1.44	1.97	0.90	1.96
Lu	0.09	0.43	0.17	0.06	0.20	0.32	0.17	0.27
Hf	3.69	7.28	3.27	4.21	7.85	4.14	2.14	6.74
Ta	0.28	0.71	0.40	0.39	0.30	0.44	0.59	0.82
Th	3.14	8.91	6.25	6.52	5.88	4.72	3.54	32.4
U	0.28	0.66	1.98	0.65	1.77	0.86	1.43	3.08
La/Yb <sub>N</sub>	24.6	12.4	19.5	52.2	36.4	9.6	13.5	18.9
Dy/Yb <sub>N</sub>	1.8	1.2	1.3	2.1	1.4	1.0	1.3	2.3
Nb/Th <sub>N</sub>	0.24	0.2	0.4	0.2	0.15	0.23	0.25	0.06
Sr/Y	41.7	11.5	34	55	15.7	10.1	40	8
Nb/Ta	20.4	19	17.1	20.4	22.7	18.9	12	16.9

\* 8 – frozen high-Si pegmatoid residual melt within the southern eclogite KV-0715/7 («замороженный» высокремнистый пегматоидный остаточный расплав в южном эклогите KV-0715/7).



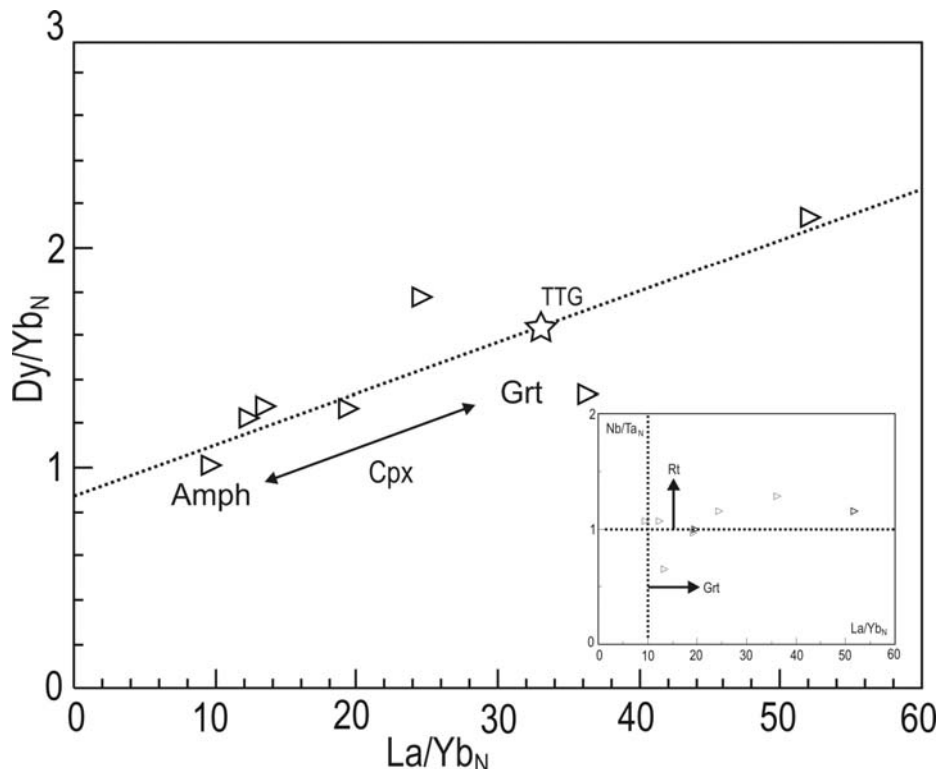


**Рис. 3.5.** Распределения REE (a) и спайдерграммы малых элементов (b) в ТТГ гнейсах Куру-Ваары. KV-0712, изотопно-датированный трондьемитовый гнейс; KV-0715/7, пегматоидный лейкоотрондьемит из «замороженной» жилы в эклогите. Звездочкой показан средний состав позднеархейского ТТГ (Martin et al., 2005). Для сравнения также показан состав син-метаморфического тоналитового расплава, сформировавшегося в результате частичного плавления метабазита под контролем ильменита и сфена в условиях амфиболитовой фации (Storkey et al., 2005). Составы хондрита (Sun, McDonough, 1989), примитивной мантии (Hofmann, 1988)

**Fig. 3.5.** REE distribution (a) and spidergrams of minor elements (b) in Kuru-Vaara TTG-gneisses. KV-0712, isotope-dated trondhjemitic gneiss; KV-0715/7, pegmatoid leucotondhjemitite from a “frozen” vein in eclogite. The asterisk shows the average composition of Late Archean TTG (Martin et al., 2005). The composition of synmetamorphic tonalitic melt, formed by partial melting of metabasic rock controlled by ilmenite and sphene under amphibolite-facies conditions, is also shown for comparison (Storkey et al., 2005). Chondrite (Sun & McDonough, 1989) and primitive mantle (Hofmann, 1988) compositions

Поскольку амфибол обладает высокими коэффициентами распределения ( $D$ ) для элементов группы тяжелых РЗЭ, но особенно для элементов средней части спектра, то влияние амфибола можно проследить по уменьшению отношений  $Dy/Yb$  по мере фракционирования расплавов (Davidson et al., 2007). Рис. 3.6 демонстрирует важную закономерность поведения критических отношений  $La/Yb$ , индикативных в отношении граната как значимой ликвидусной фазы, в связи с изменением отношений  $Dy/Yb$ , отражающих контролируемую роль амфибола в генерации рассматриваемых ТТГ гнейсов. Точки составов ТТГ гнейсов показывают закономерное распределение, показывающее увеличение контролирующей роли граната, через средний состав позднеархейских ТТГ до образца KV-0712, состав которого точно соответствует высококремнистому, или архейскому адакиту (Martin et al., 2005; Moyen, 2009) (рис. 3.6).

Как показано на врезке рис. 3.6, практически все точки ТТГ гнейсов характеризуются высокими отношениями  $Nb/Ta$ , превышающими таковые в примитивной мантии. Это отношение рассматривается как очень чувствительный сенсор давления, при котором происходит частичное плавление, поскольку единственной контролирующей его фазой является рутил. Экспериментально определенные  $DNb$  и  $DTa$  в системе рутил – расплав находятся в интервале 100–500, тогда как другие возможные фазы показывают гораздо меньшие значения, неспособные обеспечить заметное фракционирование  $Nb/Ta$  (Foley et al., 2000; Schmidt et al., 2004). Таким образом, фракционирование рутила должно проявляться в увеличении отношений  $Nb/Ta$  в расплавах, продуцируемых в результате частичного плавления источника, характеризующегося неким первичным  $Nb/Ta$  отношением. Для «южных» эклогитов среднее значение  $Nb/Ta=17.57$ , что соответствует этому параметру для примитивной мантии – 17.59. Среднее же значение отношений  $Nb/Ta$  для ТТГ гнейсов, исключая образец KV-0720, составляет 19.8, свидетельствуя о том, что именно рутил являлся главной контролирующей фазой, определяющей появление характерных для ТТГ гнейсов ярко выраженных отрицательных аномалий  $Nb$  ( $Ta$ ) и  $Ti$ . Поле стабильности рутила для мафических составов определено экспериментально; его нижний предел в интервале температур от ~ 600 до 1150 °C ограничен давлением 15 кбар (Xiong et al., 2005).



**Рис. 3.6.** Диаграммы нормированных к примитивной мантии (Hofmann, 1988) отношений  $Dy/Yb$  к  $La/Yb$  и  $Nb/Ta$  к  $La/Yb$  (на врезке) для ТТГ гнейсов Куру-Ваары, иллюстрирующие соотношения контролирующих составы фаз

**Fig. 3.6.** Diagrams of primitive mantle-normalized (Hofmann, 1988)  $Dy/Yb$  to  $La/Yb$  and  $Nb/Ta$  to  $La/Yb$  ratios (inset) for Kuru-Vaara TTG-gneisses illustrating composition-controlling phase ratios

### Петрография и химические особенности минералов эклогитов

**«Южные» эклогиты.** В большинстве шлифах этот тип эклогитов представлен ассоциацией  $Grt + Cpx + Pl + Hbl + Qtz$  с акцессорными рутилом, замещаемым ильменитом, и апатитом. Клинопироксен находится главным образом в симплектитовых сростках с плагиоклазом ( $An_{0.1-0.4}$ ), что традиционно интерпретируется как продукт декомпрессионного распада омфациита за счет реакции жадеитовой молекулы клинопироксена с кварцем. Действительно, в нескольких образцах, где визуально наблюдаются реликты ярко-зеленого клинопироксена, исследования под микроскопом устанавливаются, что  $Aug-Pl$  симплектиты являются вторичными и возникают за счет распада омфациитового клинопироксена (рис. 3.7 а, б). Максимальное значение жадеитового минала составляет 29–31 мол. % (табл. 3.3, см. рис. 3.10). Однако эти омфацииты могут и не соответствовать пиковым условиям метаморфизма, поскольку в них наблюдаются структуры распада в виде тончайших ламелл кварца (см. врезки к рис. 3.7 а, б).

Симплектиты развиваются крайне неравномерно – от отдельных небольших участков в омфациитах или вдоль их краев до развития колоний симплектитов, которые замещают омфацииты вплоть до полного исчезновения последних. Иногда по краям симплектитовых колоний отмечается появление мономинеральной клинопироксеновой каймы, что свидетельствует о том, что распад омфациита происходил в условиях расширения поля стабильности клинопироксена, т.е. декомпрессия проходила, по-видимому, в условиях, близких к изотермическим. Вероятно, что декомпрессия осуществлялась с некоторым повышением температуры, о чем свидетельствует появление редких зерен ортопироксена ( $X_{Fe} = 0.20-0.30$ ,  $Al=0.05-0.07$  ф. ед.) среди симплектитов (рис. 3.7 б). Соответственно среди симплектитов нет равновесных с ними амфиболов. Нарастающая степень ретроградных преобразований приводит к появлению сначала узких келифитовых кайм вокруг гранатов, сложенных амфиболом и плагиоклазом. По мере развития ретроградных изменений пироксены и гранаты замещаются амфиболом, увеличивается количество плагиоклаза, эклогиты местами полностью трансформируются в гранатоподобные или плагиоклазовые амфиболиты.

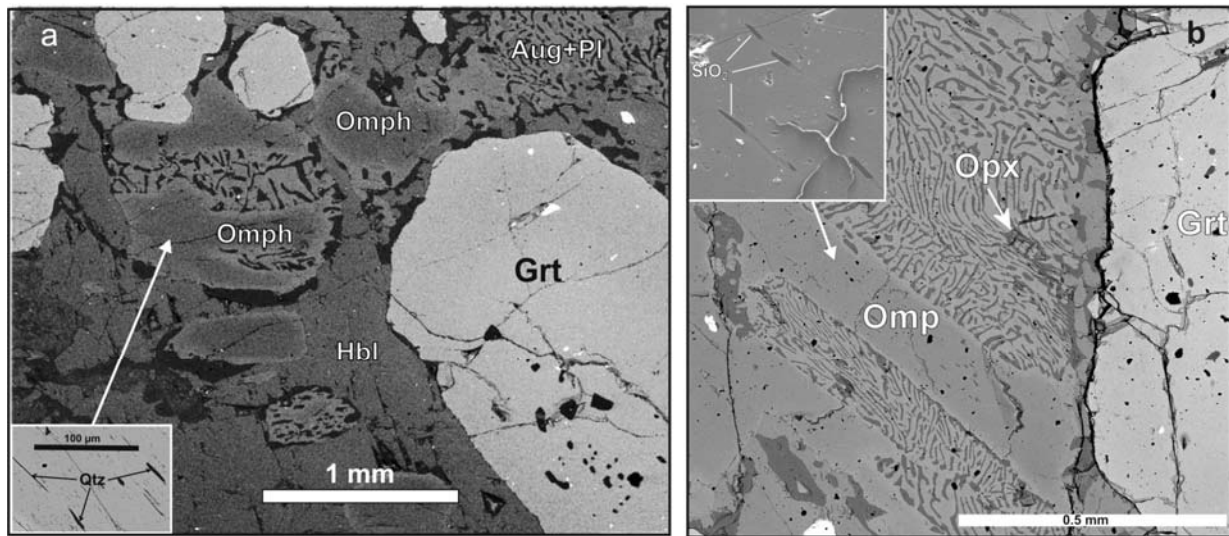
Таблица 3.3. Представительные микрозондовые анализы клинопироксенов

Table 3.3. Representative electron microprobe analyses of clinopyroxene

Type	«Южные» эклогиты Southern eclogites									«Северные» эклогиты Nothern eclogites					
Sample	KV-05/2		KV-06/15				4LM-10	KV-0703		KV-087			KV-076 (21-08)		
Structural position	Cpx Matrix	Cpx Symp.	Cpx Matrix	Cpx Matrix Core	Cpx Matrix Rim	Cpx Symp.	Cpx Symp.	Cpx Matrix Core	Cpx Matrix Rim	Cpx Matrix Core	Cpx Matrix Rim	Cpx (in Grt)	Cpx Matrix Core	Cpx Symp.	Cpx (in Grt)
SiO <sub>2</sub>	53.03	54.06	53.87	53.80	52.59	52.14	53.11	54.71	51.73	54.05	53.63	53.12	54.63	52.07	54.16
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.19	0.17	0.40	0.07	0.35	0.05	0.23	0.02	0.02	0	0.09	0.01	0.15	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.86	2.98	9.63	7.92	7.69	4.51	3.19	9.15	7.40	5.87	6.92	5.68	5.79	5.96	1.75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.38	0.13	0.55	0	0.28	0.07	0.14	0.08	0.18	0	0.16	0	0.05	0.08
FeO	4.32	4.95	2.67	2.59	6.80	3.97	4.23	2.05	3.92	3.65	4.86	4.33	3.63	4.95	4.70
MnO	0.18	0.03	0.02	0.10	0	0.07	0.15	0	0	0.06	0	0.04	0.17	0.22	0.07
MgO	11.05	14.13	11.87	12.56	15.57	14.84	15.26	11.58	13.17	13.21	13.57	13.83	12.43	13.13	14.82
CaO	18.76	21.77	17.43	18.79	15.22	22.69	23.32	17.60	21.69	19.95	21.82	22.40	18.80	21.29	23.71
Na <sub>2</sub> O	3.32	1.51	4.19	3.30	2.06	1.15	0.61	4.48	1.92	2.86	2.18	1.83	3.25	1.48	0.48
K <sub>2</sub> O	0	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99.98	100	100	100.01	100	100	99.99	99.96	99.98	99.90	100.08	101.48	98.72	99.41	99.90
6O															
Si	1.92	1.98	1.92	1.93	1.90	1.90	1.94	1.95	1.87	1.95	1.89	1.90	1.99	1.91	1.99
Ti	0.01	0.01	0	0.01	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0
Al	0.38	0.13	0.40	0.34	0.33	0.19	0.14	0.38	0.32	0.25	0.29	0.24	0.25	0.26	0.08
AlVI	0.30	0.10	0.33	0.27	0.22	0.09	0.08	0.33	0.19	0.20	0.17	0.14	0.24	0.17	0.07
Cr	0.01	0.01	0	0.02	0	0.01	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0
Fe <sup>III</sup>	0	0.01	0.03	0	0.02	0.07	0.02	0.01	0.07	0.04	0.09	0.08	0	0.02	0
Fe <sup>II</sup>	0.13	0.14	0.05	0.08	0.19	0.05	0.11	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.11	0.13	0.14
Mn	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0
Mg	0.60	0.77	0.63	0.67	0.84	0.80	0.83	0.61	0.71	0.71	0.71	0.74	0.68	0.72	0.81
Ca	0.73	0.85	0.67	0.72	0.59	0.88	0.91	0.67	0.84	0.77	0.82	0.86	0.73	0.84	0.93
Na	0.23	0.11	0.29	0.23	0.14	0.08	0.04	0.31	0.13	0.20	0.15	0.13	0.23	0.11	0.03
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X(Mg)	0.81	0.84	0.93	0.89	0.82	0.93	0.88	0.93	0.94	0.91	0.93	0.93	0.85	0.84	0.85
Jd	23.26	10.69	29.04	22.92	14.40	8.11	4.32	31.01	13.70	20	14.87	12.69	22.99	11.04	3.87
Ac	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Aug	76.74	89.31	70.96	77.08	85.60	91.89	95.68	68.99	86.30	80	85.13	87.31	77.01	88.96	96.13

Изредка в эклогитовых телах обнаруживаются кианитсодержащие разности. В шлифах хорошо видно, что кианит является реликтовым. Он окружен реакционной короной, сложенной внутренней шпинель-плагноклазовой каймой, в свою очередь отороченной плагноклазовой (An<sub>36-43</sub>) каймой, которая сменяется мономинеральным амфиболовым окаймлением (рис. 3.8). Судя по соотношениям шпинель-плагноклазовая корона, вероятно, формировалась субсинхронно с Сpx-Pl симплектитам, а амфиболовая оторочка образовывалась позже.

В сравнении с другими эклогитами Беломорского пояса гранаты «южных» эклогитов Куру-Ваары выделяются повышенными (до 58 мас. %) содержаниями пиропового минала (табл. 3.4). В наименее измененных разностях эклогитов обнаруживается проградная зональность химизма составов граната. От центра к краям зерен содержание пиропового минала может возрастать на 8–10 мас. % при соответствующем падении содержания альмандина и слабо падающем (2–5 мас. %) содержанииgrossуляра (см. рис. 3.11). Гранаты содержат моно- и полиминеральные включения минералов, характеризующие как проградный, так и ретроградный тренд развития. В наименее измененных гранатах включения сосредоточены в основном в центре зерен, к краям их количество резко убывает. Включения в центральных частях гранатов представлены преимущественно кальцитом, доломитом, кварцем, клинопироксеном и амфиболом и в редких случаях Са-амфиболом и магнезиальным пумпеллеитом, состав которого аналогичен магнезиальному пумпеллеиту, описанному нами ранее (Konilov et al., 2011). По-видимому, центр гранатов с включениями бронировался быстрым ростом периферийной части гранатов при дефиците флюидной фазы, что могло быть связано с быстрым погружением протолита до глубин эклогитовой фации. Этот вывод подтверждается наличием в гранатах включений клинопироксена с переменным содержанием жадеитового минала, расположенных не в центре зерен граната, а в средней их части и ближе к краям.

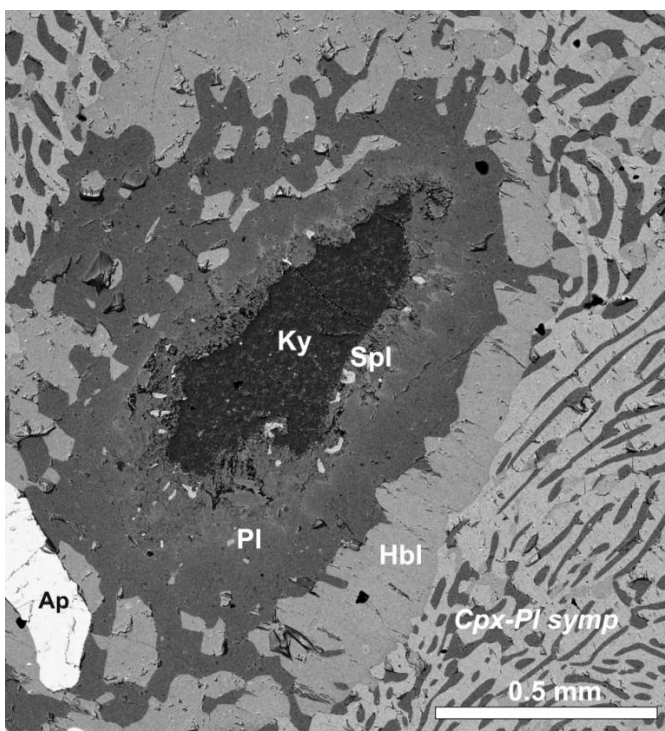


**Рис. 3.7.** Микрофотографии шлифов (BSE-изображения), иллюстрирующие минеральные ассоциации и их структурные соотношения в «южных» эклогитах

a – образец KV-0703. Фрагмент наиболее сохранившийся пиковой ассоциации омфацита с Jd ~30 мол. % (Omph) и богатого пиропом граната (Grt). На врезке в увеличенном изображении показан фрагмент омфацита со структурой распада в виде тончайших кварцевых ламелл  
b – образец KV-06/15. Та же самая ассоциация со структурами распада высококремнистого омфацита. Хорошо видно, что Opx является вторичным минералом, образовавшимся на стадии декомпрессии совместно с Aug-Pl симплектитам.

**Fig. 3.7.** Microphotographs of thin sections (BSE-images) illustrating mineral associations and their structural relationships in “southern” eclogites

a – sample KV-0703. Fragment of the best-preserved peak association of omphacite with Jd ~30 mol. % (Omph) and pyrope-rich garnet (Grt). The inset shows a close-up of an omphacite fragment with a disintegration structure in the form of superfine quartz lamellae  
b – sample KV-06/15. Same association with high-Si omphacite disintegration structures. One can clearly see that Opx is a secondary mineral formed at a decompression stage together with Aug-Pl symplectite.



**Рис. 3.8.** Образец 4LM-10. Кянитовый эклогит. Реликт кянита в Spl-Pl короне среди Aug-Pl симплектитов по омфациту. Микрофотография шлифа (BSE-изображение)

**Fig. 3.8.** Sample 4LM-10. Kyanitic eclogite. Relict of kyanite in Spl-Pl corona amid Aug-Pl symplectite after omphacite. Microphotograph of thin section (BSE-image)



Таблица 3.4. Представительные микрозондовые анализы гранатов

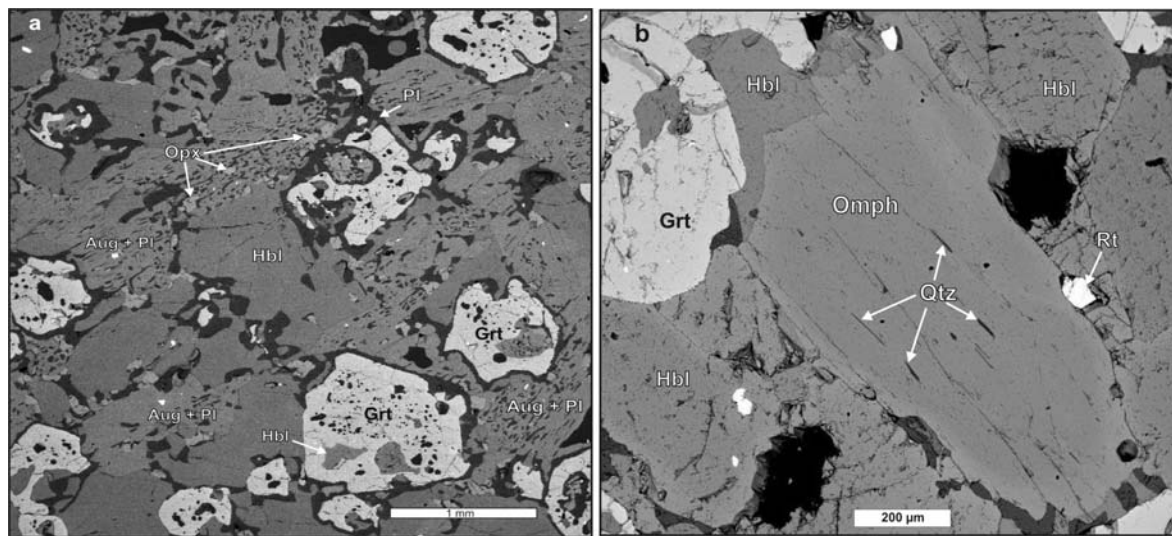
Table 3.4. Representative electron microprobe analyses of garnet

Type	«Южные» эклогиты Southern eclogites							«Северные» эклогиты Northern eclogites					
Sample	KV-05/2			KV-06/15		4LM-10		KV-0703		KV-087		KV-0706 21-08	
Structural position	Core	Middle	Rim	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Core	Rim
SiO <sub>2</sub>	39.30	39.21	39.83	39.14	38.80	39.81	38.92	39.31	39.28	39.39	39.06	38.91	39.92
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.00	0.00	0.08	0.18	0.00	0.07	0.05	0.04	0.19	0.03	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.83	22.17	22.56	23.18	22.84	22.09	22.34	23.01	21.97	22.13	22.22	22.34	21.63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	0.06	0.00	0.14	0.16	0.09	0.01	0.00	0.12	0.12	0.02	0.12	
FeO	20.40	19.15	17.84	17.63	19.03	19.25	18.93	17.74	19.07	19.21	19.28	20.32	20.16
MnO	0.51	0.11	0.19	0.36	0.52	0.47	0.38	0.50	0.55	0.66	0.43	0.69	0.74
MgO	9.01	10.98	11.57	11.92	10.87	10.72	10.56	12.51	9.26	9.50	8.42	8.80	7.96
CaO	8.68	8.32	7.94	7.53	7.61	7.23	8.40	7.53	9.56	8.75	10.24	8.63	9.45
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.00	100.00	99.99	99.99	99.99	99.99	99.80	99.99	100.00	99.98	99.70	99.89	99.92
120													
Si	2.98	2.94	2.97	2.91	2.91	3.00	2.92	2.89	2.96	2.98	2.96	2.96	3.01
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.95	1.96	1.98	2.03	2.02	1.96	1.98	1.99	1.95	1.97	1.98	2.00	1.94
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe <sup>III</sup>	0.06	0.16	0.07	0.13	0.14	0.03	0.20	0.27	0.13	0.05	0.13	0.09	0.00
Fe <sup>II</sup>	1.23	1.04	1.04	0.97	1.05	1.18	0.99	0.82	1.07	1.16	1.09	1.20	1.28
Mn	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05
Mg	1.02	1.23	1.29	1.32	1.21	1.20	1.18	1.37	1.04	1.07	0.95	1.00	0.90
Ca	0.71	0.67	0.63	0.60	0.61	0.58	0.68	0.59	0.77	0.71	0.83	0.70	0.77
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
X(adr)	1.08	1.88	0.82	1.31	1.10	0.00	2.22	2.19	2.18	1.10	2.20	1.09	0.00
X(grs)	25.00	23.02	22.57	21.20	21.98	20.90	23.33	20.88	27.17	25.27	29.67	25.00	28.26
X(uvarovite)	0.00	0.04	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X(alm)	35.87	29.01	28.76	26.78	29.67	34.05	27.78	21.98	30.44	32.97	30.77	34.78	36.96
X(sps)	1.09	0.26	0.44	0.86	1.10	1.09	1.11	1.10	1.09	1.10	1.10	2.18	2.17
X(prp)	36.96	45.79	47.41	49.76	46.15	43.96	45.56	53.85	39.13	39.56	36.26	36.96	32.61

В образцах эклогитов выделено три типа амфиболов (см. рис. 3.12). Первый тип представлен в виде мелких, 20–50 мкм, включений магнезиальной роговой обманки с  $X_{Fe}=0.10–0.12$  в ассоциации с плагиоклазом ( $An_{0.32}Ab_{0.68}$ ), которые были захвачены при начальной стадии роста граната. Второй тип включений в гранатах представлен крупными, вплоть до 200 мкм, встречающимися обычно с кварцем чермакит-паргаситами с  $X_{Fe}=0.25–0.30$  и суммой щелочей ( $Na+K$ )  $\geq 0.8$  ф. ед. В этих амфиболах есть Cl, содержание которого достигает 1.31 мас. %, иногда отмечено и присутствие  $SO_3$ . Это указывает на то, что данный тип амфиболов формировался в условиях более высокой активности Na, Cl по сравнению с более ранними магнезиальными роговыми обманками. Третий тип амфиболов вместе с плагиоклазами ( $An_{0.40}Ab_{0.61–0.60}$ ) образует кельфитовые каймы вокруг гранатов за счет реакции между гранатом и клинопироксенами. Этот тип амфиболов относится к паргаситам или эденитам,  $X_{Fe}$  меняется в интервале значений 0.08–0.17 и в них нет хлора.

Плагиоклазы, формирующие как симплектиты, так и кельфитовые каймы вокруг граната, меняются по составу от  $An_{0.22}Ab_{0.78}$  до  $An_{0.36}Ab_{0.64}$ . Во включениях в гранате отмечен и более кислый плагиоклаз  $An_{0.22}Ab_{0.78} - An_{0.30}Ab_{0.70}$ .

**«Северные» эклогиты.** На рис. 3.9 изображены микрофотографии шлифов ретроградно измененных и практически неизмененных образцов этого типа эклогитов, иллюстрирующие их заметное отличие от «южных» эклогитов. Во-первых, это касается размерности зерен граната, как правило, не превышающих 1 мм в диаметре, и, во-вторых, – степени ретроградных изменений, которая здесь проявлена в гораздо меньшей степени. Петрографические и микрозондовые исследования минеральных ассоциаций «северных» эклогитов также показали отчетливую разницу между «северными» и «южными» эклогитами, что визуализировано на рис. 3.10–3.12.



**Рис. 3.9.** Микрофотографии шлифов (BSE-изображения), иллюстрирующие минеральные ассоциации и их структурные соотношения «северных» эклогитов

а – фрагмент ретроградно измененного эклогита из образца KV-0706 с Aug-Pl симплектитами по омфациту, с Jd ~23–25 мол. %. Хорошо видно, что Opx и Pl вторичные минералы симплектитов и келифитовых кайм; b – практически неизменный эклогит из образца KV-0807 с равновесной ассоциацией Omph (Jd<sub>20-21</sub>)+Hbl+Grt. В омфацитах и Na-авгитах повсеместно обнаруживаются роды кварца (Qtz)

**Fig. 3.9.** Microphotographs of thin sections (BSE-images) illustrating mineral associations and their structural relationships in “northern” eclogites

a – fragment of eclogite altered by retrograde metamorphism from sample KV-0706 with Aug-Pl symplectites after omphacite with Jd ~23–25 mol. %. One can clearly see that Opx and Pl are the secondary minerals of symplectites and kelyphitic rims; b – practically unaltered eclogite from sample KV-0807 with equiperous Omph association (Jd<sub>20-21</sub>)+Hbl+Grt. Quartz (Qtz) lamellae are ubiquitous in omphacite and Na-augite

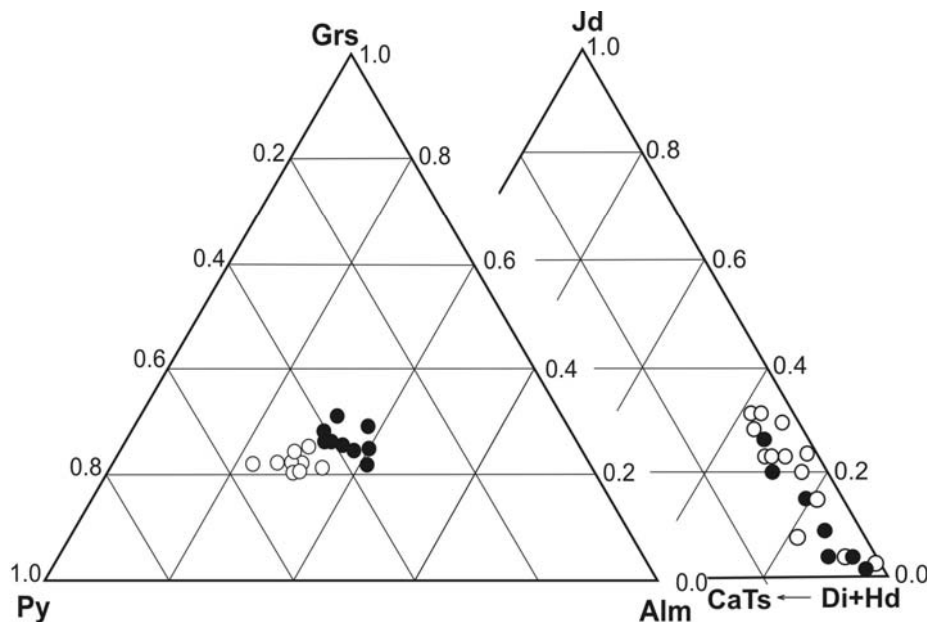
Как можно видеть на рис. 3.10, максимальные содержания жадеита в центральной части матричных омфацитов достигают только 23–25 %,  $X_{Fe}=0.10-0.15$ . Однако, как и в «южных» эклогитах, здесь в омфацитах и в Na-авгитах также наблюдаются структуры распада клинопироксена в виде тончайших ламелл кварца (рис. 3.9 b). Симплектиты представлены авгитом с содержанием Jd минала, колеблющегося в среднем от 18 до 10 %. Включения клинопироксена в гранатах мелкие, как правило, меньше 50 мкм, содержание жадеита в них варьирует от 3 до 22 % при железистости  $X_{Fe}=0.10-0.17$ .

В отличие от гранатов «южных» эклогитов гранаты «северных» эклогитов содержат не более 42 мас. % пиропы и до 30 мас. %grossуляра. Содержания пиропового минала в них близки и не меняются от центра к краям зерен, в то время как содержания Grs-Alm варьируют: во всех образцах, начиная с расстояния 300–500 мкм от центральной части к краям, содержание Grs возрастает, Alm убывает при почти неизменном содержании Py (см. рис. 3.11). Как правило, гранаты разбиты многочисленными трещинами, часто заполненными преимущественно мелкими включениями кварца. Единичные включения представлены Hbl, Cal, Dol, Cpx, Rt, Bt, Qtz, Opx, Pl. Среди включений часто присутствует значительное количество сульфидов Fe, Ni. Однако в них не зафиксировано включений, которые бы соответствовали сохранившимся минералам доэклогитовой стадии.

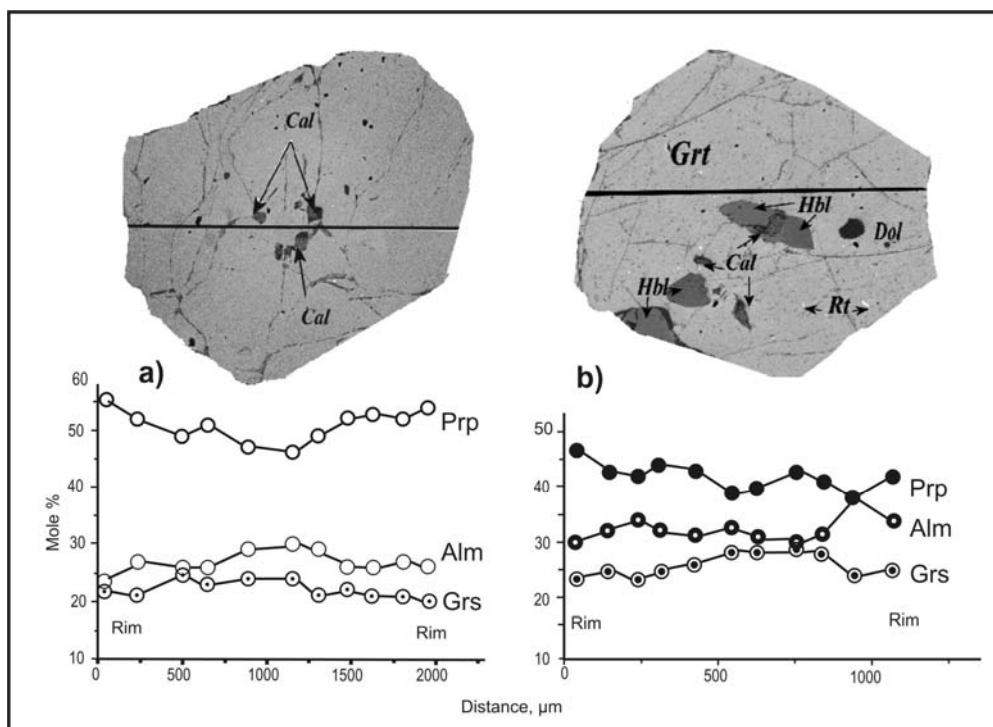
Ортопироксены встречаются не только в виде редких мелких включений в гранатах, но и в виде округлых зерен вместе с Pl (An<sub>23</sub>) среди симплектитов (см. рис. 3.7). Их железистость в тех и других случаях близка ( $X_{Fe}=0.24-0.26$ ) при содержании глинозема 0.05–0.07 ф. ед.

Амфиболы расположены в матрице и в виде включений в гранатах, как в единичных, так и в более редких случаях, вместе с Pl окаймляющие Cpx. Включения амфиболов в гранатах представлены двумя типами. Первый – представлен мелкими, до 50 мкм, единичными зернами высокомагнезиальной Hbl (mg#=0.82–0.92 при суммарном содержании щелочей = 0.35–0.54), которые захватывались при росте гранатов. Второй тип характеризуется амфиболами переменных размеров, достигающих нескольких сотен микрон, Cl-содержащей паргаситовой Hbl с такой же или несколько более низкой mg#=0.72–0.88 при более высоком суммарном содержании щелочей = 0.54–0.80 (см. рис. 3.12). Матричные амфиболы, находящиеся в равновесии с Na-клинопироксеном (рис. 3.9 b), относятся к эденитовой Hbl и по составу схожи с амфиболами в келифитах. Важно, что в таких амфиболах содержатся переменные, но значимые содержания хлора, в среднем  $\approx 0.8$  –

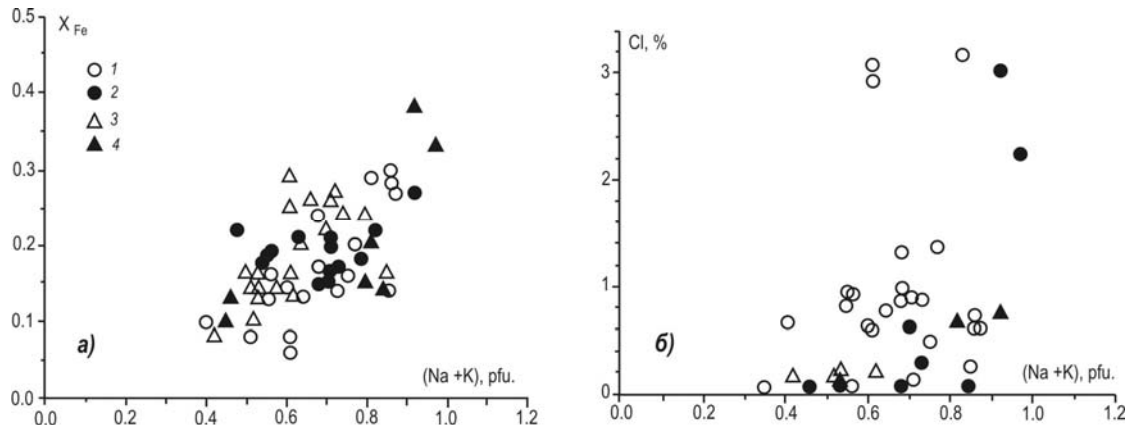
1.2 мас. % (рис. 3.10 б), чего не наблюдается в аналогичных амфиболах из «южных» эклогитов. Это может свидетельствовать о различиях в составе флюидного режима при формировании ретроградных амфиболов тех и других эклогитов.



**Рис. 3.10.** Составы гранатов и клинопироксенов различной структурной позиции для «южных» (○) и «северных» (●) эклогитов  
**Fig. 3.10.** Compositions of garnets and clinopyroxenes, differing in structural position, for “southern” (○) and “northern” (●) eclogites



**Рис. 3.11.** Зональность составов гранатов «южных» (а) и «северных» (б) эклогитов, по данным профильного микрозондирования  
**Fig. 3.11.** Compositional zonation of garnet from “southern” (a) and “northern” (b) eclogites, as shown by profile microprobing data



**Рис. 3.12.** Составы амфиболов разной структурной позиции для «южных» (белые значки) и «северных» (черные значки) эклогитов в координатах  $(Na+K)_{A+B} - X_{Fe}$  (а) и  $(Na+K)_{A+B} - Cl$  (б). 1, 3 – включения амфибола в гранатах и 2, 4 – амфибол в симплектитах

**Fig. 3.12.** Compositions of amphiboles, differing in structural position, for “southern” (white symbols) and “northern” (black symbols) eclogites in the coordinates  $(Na+K)_{A+B} - X_{Fe}$  (a) and  $(Na+K)_{A+B} - Cl$  (b). 1, 3 – amphibole inclusions in garnets and 2, 4 – amphibole in symplectites

Включения плагиоклаза в гранате представлены  $An_{0.41-0.47}$  в ассоциации с  $Srx$  и  $Orx$ , другой тип включений –  $An_{0.26-0.29}$  в ассоциациях с  $Hbl$ . В симплектитах и келефитовых каймах подавляющая часть плагиоклазов  $An_{0.30-0.35}$ .

#### Результаты изотопного датирования (SHRIMP-II)

Местоположение отбора геохронологических проб показано на геологической карте карьера Куру-Ваара (см. рис. 3.1).

«Южный» эклогит, проба KV-0703. Из пробы было выделено около 50 зерен циркона. Доминирующая популяция цирконов представлена округлыми и эллипсоидальными зернами размером от 50 до 150 мкм с однородным или неотчетливым пятнисто-секториальным внутренним строением. На CL-изображениях эти цирконы выделяются преобладанием насыщенного белого цвета, подобного цвету внешних кайм обрастания, наблюдаемых практически во всей популяции циркона. По результатам измерений двух точек, характеризующихся низкими концентрациями U и практически полным отсутствием Th, в таких цирконах получены свекофенские возрасты ~ 1.9 млрд лет. Близкие изотопные возрасты ~ 2.0 млрд лет дают однородные темно-серые области цирконов с высокими  $Th/U \sim 0.8$ , которые замещают ядерные части, выделяющиеся обилием пор и включений. Такие «дырчатые» ядра отчетливо видны на BSE-изображениях многих цирконов, свидетельствуя о практически полном замещении ранних цирконов «флюидным» цирконом, связанным со свекофенскими преобразованиями.

В общей популяции обнаружилось несколько необычных зерен ранних цирконов, позволяющих в какой-то мере понять природу возникновения «дырчатых» ядер, в которых сохраняются высокие  $Th/U$  отношения. Фотографии этих цирконов приведены на врезке к рис. 3.13. Как ясно видно, дырчатость, или пористость, цирконов возникает по циркону, обладающему отчетливой магматической осцилаторной зональностью. Крайне интересно то, что возникновение пористости имеет обратную возрастную зональность: изотопные возрасты в областях обильной пористости относятся к раннему палеопротерозою, или сумию, тогда как каймы с магматическими очертаниями показывают архейские датировки.



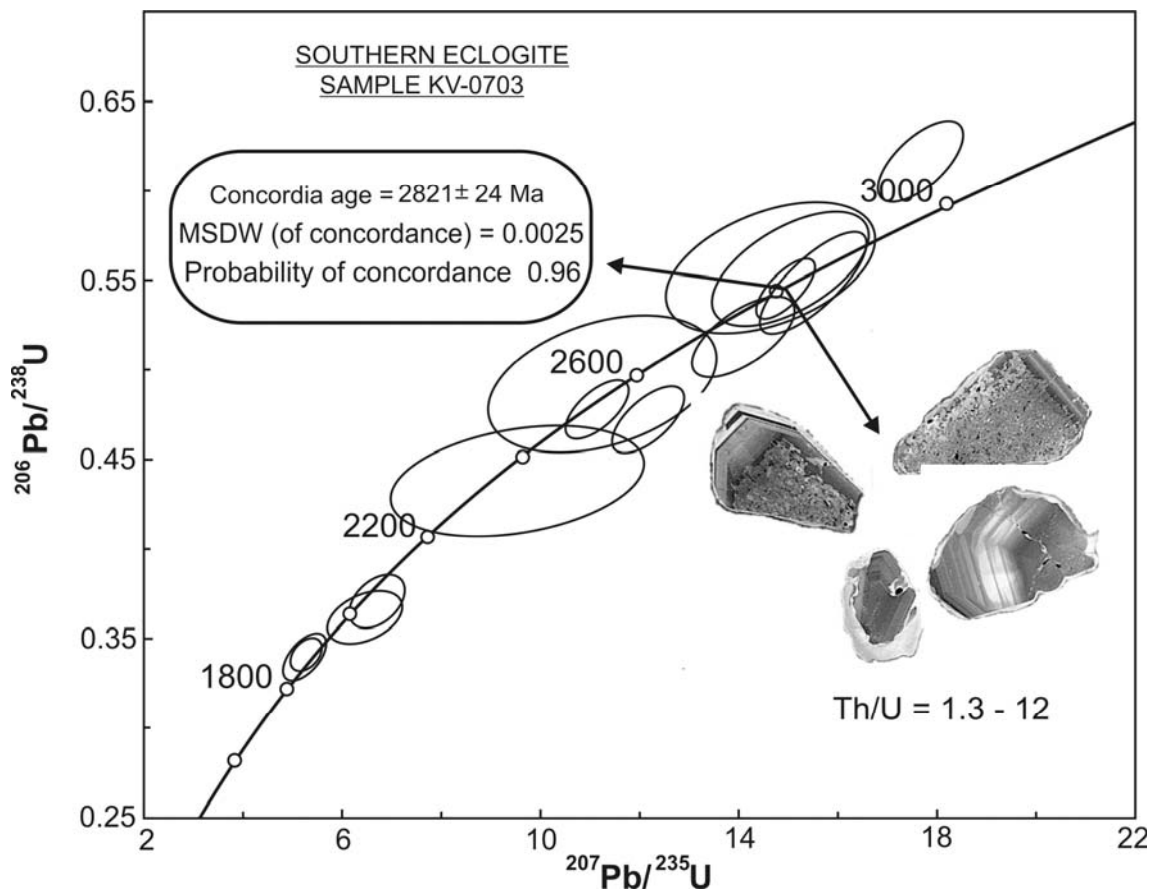


Рис. 3.13. Диаграмма с конкордией для цирконов из «южного» эклогита

Fig. 3.13. Diagram with a concordia for zircons from “southern” eclogite

Кластер четырех точек изотопных измерений в областях с отчетливой магматической зональностью показывает очень надежный возраст формирования протолита «южных» эклогитов –  $2821 \pm 24$  млн лет (рис. 3.13). Обращает на себя внимание высокие концентрации Th ( $\sim 70$ – $380$  мкг/г), превышающие концентрации U ( $33$ – $50$  мкг/г) и, как следствие, необычайно высокие Th/U  $\sim 1.4$ – $11.9$ , указывающие на преобладание торитового минала над коффинитовым в протолитовых цирконах «южных» эклогитов. Подобные твердофазные растворы циркона, как правило, испытывают преобразования по особому механизму, который определяется как объединенный процесс растворения и переосаждения (coupled dissolution-reprecipitation process, CDR) (Geisler et al., 2007). Выдающейся чертой подобного процесса является возникновение многочисленных пор и включений микронных размеров, которые связываются с воздействием на внутренние области цирконов флюидных растворов или расплавов, мигрирующих по зонам деформаций их гетерогенной кристаллической решетки. В таких областях происходит полное переуравновешивание изотопной системы и стирается память о родительском изотопном составе циркона. Это хорошо объясняет субконкордантность нескольких точек ионного зондирования в областях пористых цирконов, которые показывают широкий возрастной диапазон дискретных событий преобразования протолитовых цирконов, – от  $\sim 2620$  до  $\sim 2000$  млн лет.

«Северный» эклогит, проба KV-0706. Из пробы было выделено около 70 зерен циркона. В отличие от «южных» эклогитов здесь популяция цирконов довольно однородная, состоящая из мелких ( $\sim 50$ – $100$  мкм) округлых и реже эллипсовидных кристаллов. Их внутренняя структура либо незональная, либо обнаруживает лишь неотчетливую, слабо намечающуюся зональность. По морфологии подобные цирконы относятся к метаморфогенным цирконам, кристаллизация которых протекала в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций высоких давлений (Бибикова и др., 2004). Из 14 проанализированных точек 9 попадают в кластер близкий к возрасту 2.7 млрд лет, а четыре наиболее конкордантные точки показывают изотопный возраст  $2722 \pm 21$  млн лет (рис. 3.14).

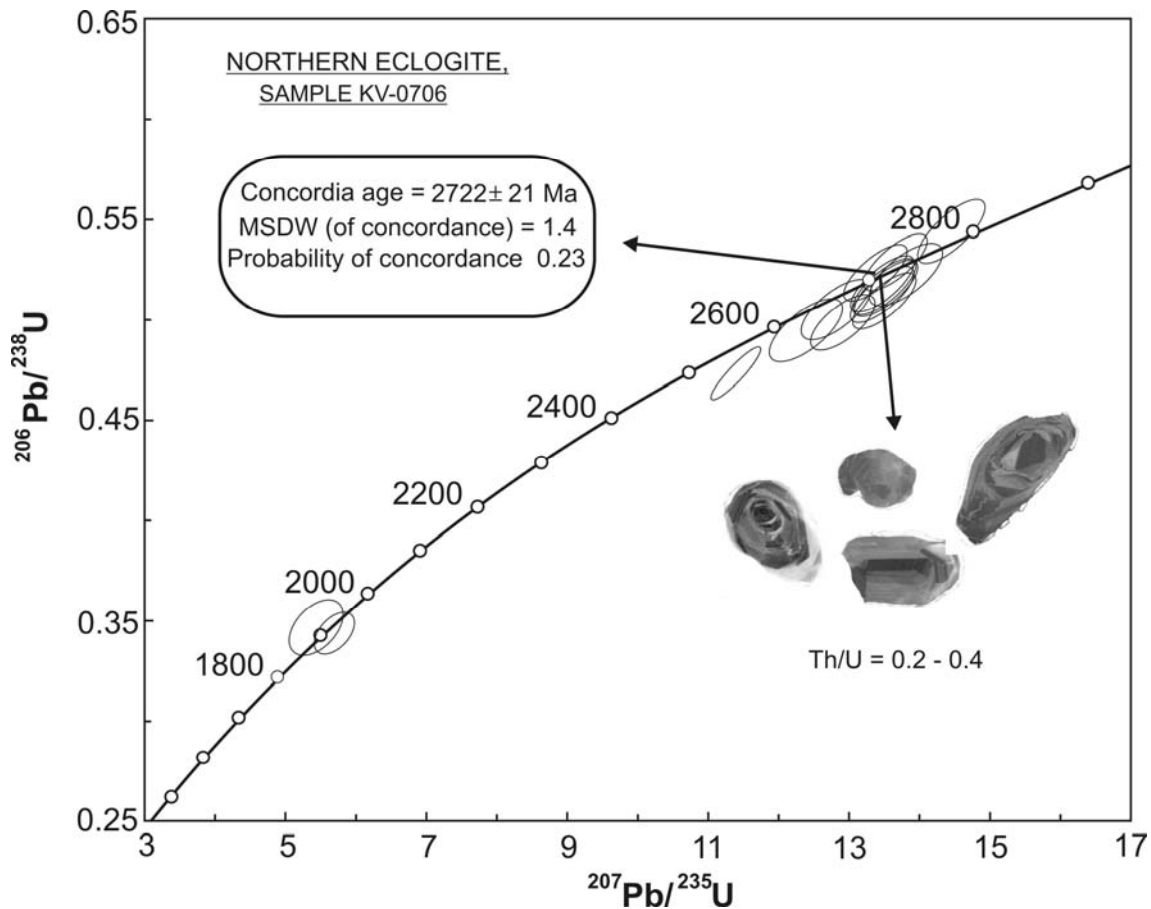


Рис. 3.14. Диаграмма с конкордией для цирконов из «северного» эклогита

Fig. 3.14. Diagram with a concordia for zircons from “northern” eclogite

ТТГ гнейс, проба KV-0712. Проба была отобрана из однородного немигматизированного биотитового гнейса, отвечающего по составу трондьемиту, или архейскому адакиту. Из пробы было выделено более 50 зерен циркона. Популяция цирконов представлена длинно- и реже короткопризматическими зернами со сглаженными очертаниями и видимой внутренней зональностью. По морфологии и внутренней структуре эти цирконы могут быть определены как зональные, сходные с цирконами тоналитов Беломорского пояса (Бибикова и др., 2004).

Изотопный анализ 16 точек позволил выделить две группы разновозрастных цирконов. Наиболее многочисленная группа (12 точек) образует линию регрессии с верхним пересечением  $2805 \pm 11$  млн лет и нижним пересечением  $748 \pm 11$  млн лет, СКВО=0.32. Четыре субконкордантные точки этого кластера циркона дали возраст  $2798 \pm 12$  млн лет, совпадающий в пределах аналитической погрешности с возрастом верхнего пересечения дискордии (рис. 3.15). Большинство точек кластера характеризуются магматическим типом Th/U отношений  $0.15 \div 0.6$ . Однако точка с нулевой степенью дискордантности показывает Th/U отношение 0.09, традиционно рассматриваемое как индикаторное для цирконов метаморфического происхождения. Эти данные указывают на то, что процессы раннего ТТГ магматизма и метаморфизма были близко одновременными или, говоря другими словами, этот магматизм можно относить к типу синметаморфического. Вторая, резко подчиненная, группа цирконов (4 точки) образует свою линию регрессии с верхним пересечением  $2688 \pm 14$  млн лет и нижним пересечением  $370 \pm 230$  млн лет, СКВО=0.063. Три субконкордантные точки этого кластера показывают конкордантный возраст  $2681 \pm 13$  млн лет, аналогичный возрасту верхнего пересечения дискордии. Две точки этого кластера имеют магматический тип Th/U отношений (0.19, 0.23), а одна точка – метаморфический (0.01). Вероятно, эта генерация цирконов могла быть связана с мигматизацией ТТГ-гнейсов, которая достаточно широко проявлена в гнейсах Беломорского комплекса.

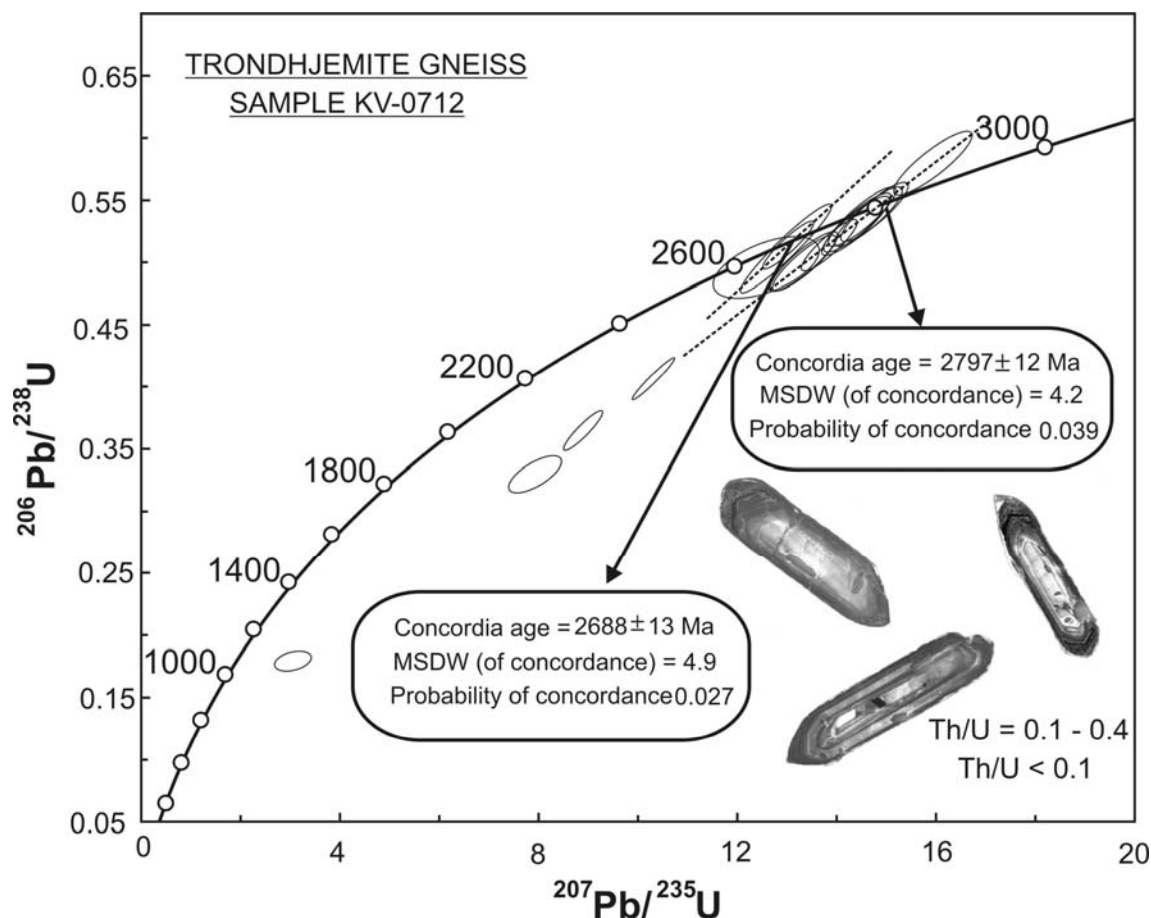


Рис. 3.15. Диаграмма с конкордией для цирконов ТТГ гнейсов, вмещающих эклогиты

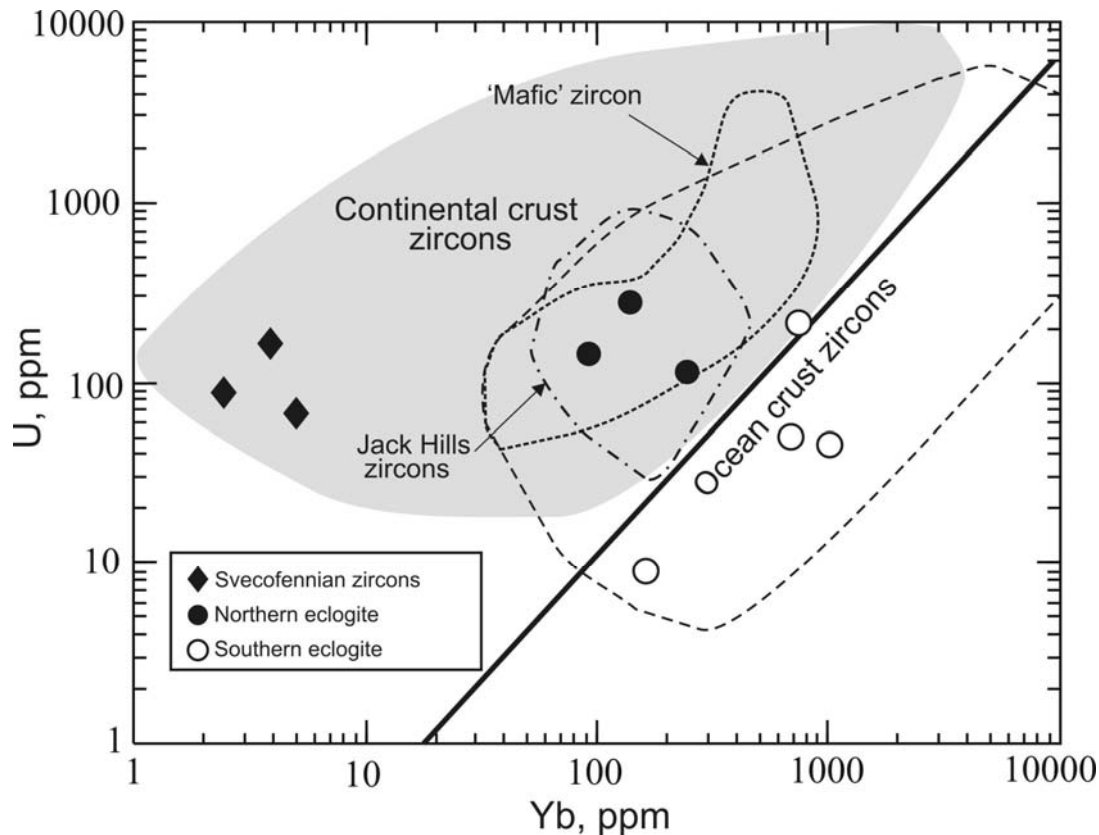
Fig. 3.15. Diagram with a concordia for zircons from eclogite-hosting TTG-gneisses

### Синопсис

Изложенные данные по карьере Куру-Ваара позволяют сделать некоторые выводы, касающиеся не только региональной геологии Балтийского/ Фенноскандинавского щита, но и геодинамики раннего докембрия, включая проблему механизмов формирования ранней континентальной коры.

1. Архейский возраст эклогитов Куру-Ваары ограничен, во-первых, секущим положением дайки габброноритов сумийского (~ 2.4 млрд лет) комплекса лерцолитов-габброноритов и, во-вторых, их структурным положением в ТТГ гнейсах, которое можно определить как эклогит-серогнейсовый меланж (см. рис. 3.1, 3.2). Эта ассоциация имеет не только пространственную связь, но и генетические взаимоотношения, поскольку в эклогитах обнаруживаются многочисленные свидетельства частичного плавления с образованием *in situ* ТТГ расплавов.

2. Геохимия эклогитов показывает отсутствие в них признаков контаминации веществом континентальной коры (см. рис. 3.3), хотя их составы показывают принадлежность протолитов к высокомагнезиальным низкальциевым базальтам с ликвидусными температурами формирования, превышающими 1400 °C (см. рис. 3.4). Это противоречит предположению о возможной интрузивной природе протолитов эклогитов, поскольку в таком случае должно было происходить интенсивное плавление ТТГ гнейсовой рамы с формированием сильно деплетированных реститов, чего не наблюдается в природе. Напротив, вмещающие эклогиты ТТГ гнейсы показывают типичные для таких серий мира сильно фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов с сильным обогащением легкими РЗЭ и различной деплетацией тяжелыми РЗЭ (см. рис. 3.5). Такие характеристики хорошо моделируются частичным плавлением мафитового источника в присутствии различных пропорций амфибола и граната. Кроме того, Nb/Ta отношения в ТТГ гнейсах свидетельствуют об их формировании в поле устойчивости рутила, т.е. нижний предел их генерации ограничен давлением 15 кбар (см. рис. 3.6).



**Рис. 3.16.** Точки составов конкордантных цирконов из эклогитов Куру-Ваары на диаграмме соотношений концентраций U и Yb для разграничения цирконов океанического и континентального происхождения (Grimes et al., 2007). ~ 80% цирконов океанического происхождения расположены в правом поле от дискриминационной линии и не имеют аналогов среди цирконов континентального происхождения. Поле «мафических» цирконов (Grimes et al., 2009), поле гадейских цирконов Джека Хиллс (Grimes et al., 2011)

**Fig. 3.16.** Composition points of concordant zircons from Kuru-Vaara eclogites in the diagram of U and Yb concentration ratios for discrimination of zircons of oceanic and continental origin (Grimes et al., 2007). ~ 80% zircons of oceanic origin lie in the right field relative to the discrimination line and have no counterparts amid zircons of continental origin. “Mafic” zircon field (Grimes et al., 2009), Hadean Jack Hills zircon field (Grimes et al., 2011)

3. Независимое подтверждение данных об океанической природе протолитов эклогитов Куру-Ваары следует из геохимии датированных цирконов. Полученный конкордантный изотопный возраст  $2821 \pm 24$  млн лет, несомненно, отвечает возрасту протолита «южных» эклогитов, сохранившиеся цирконы из которых с хорошо выраженной осциляторной зональностью обладают геохимическими характеристиками цирконов океанического происхождения (рис. 3.16). Поскольку протолитовые цирконы «южных» эклогитов обладают свидетельствами распада по типу объединенного процесса растворения и переосаждения, то воздействие на цирконы подобного рода флюидного потока или расплавов должно иметь специфический вид, но не выражаться в каймах обрастания (Geisler et al., 2007). Вследствие этого представляется, что лучшим способом определения возраста эклогитового метаморфизма является возрастная оценка цирконов из продуктов частичного плавления эклогитов либо цирконов из высокобарических жил, которые являются, по-видимому, каналами тока метаморфических флюидов. ТТГ гнейсы, которые структурно «запечатывают» эклогитовые блоки, показывают возраст  $2805 \pm 11$  млн лет. По всей вероятности, возраст эклогитового метаморфизма может быть определен в интервале ~ 2.82–2.80 млрд лет.

Цирконы из «северных» эклогитов находятся в области перекрытия полей океанических и континентальных цирконов, попадая в поле «мафических» цирконов различного генезиса (Grimes et al., 2009). Хотя по геохимическим характеристикам в них не обнаружены цирконы, кристаллизовавшиеся совместно с гранатом, по морфологическим и оптическим свойствам они относятся к метаморфогенным. Однако их изотопный возраст  $2722 \pm 21$  млн лет соответствует возрасту эклогитов Гридино (Володичев и др., 2004).

Свекофеннские цирконы, оторванные во времени от архейских цирконов на 800–900 млн лет, отчетливо показывают континентальное происхождение. Их геохимия отличается необычайно сильной деплетацией редкоземельными элементами. Коэффициенты распределения редкоземельных элементов между ними и эклогитовым гранатом  $DREE(Zn/Grt) \sim 0.5–0.8$ , что типично для «слепых» цирконов, определяющих положение нижнего пересечения дискордий в полиметаморфических областях (Harley, Kelly, 2007).

4. Как было показано, ассоциация матричного омфациита с гранатом в эклогитах Куру-Ваары установлена в мафических породах с высоким индексом магнезиальности, протолитами которых являлись оливин-нормативные высоко-Mg базальты. В более фракционированных составах с индексом магнезиальности  $mg\# < 0.6$  реликтового омфациита даже в симплектиках не обнаружено. Это обстоятельство не позволяет применять традиционный геобарометр, основанный на зависимости содержания жадеитового минала в омфациите в присутствии кварца. Температуры оценивались по равновесиям гранат–омфациит с использованием преимущественно  $Cpx-Grt$  геотермометра (Powell, 1985). Пиковые температуры для «северных» эклогитов составляют  $\sim 680–720^\circ C$ , а для «южных»  $\sim 750–780^\circ C$ .

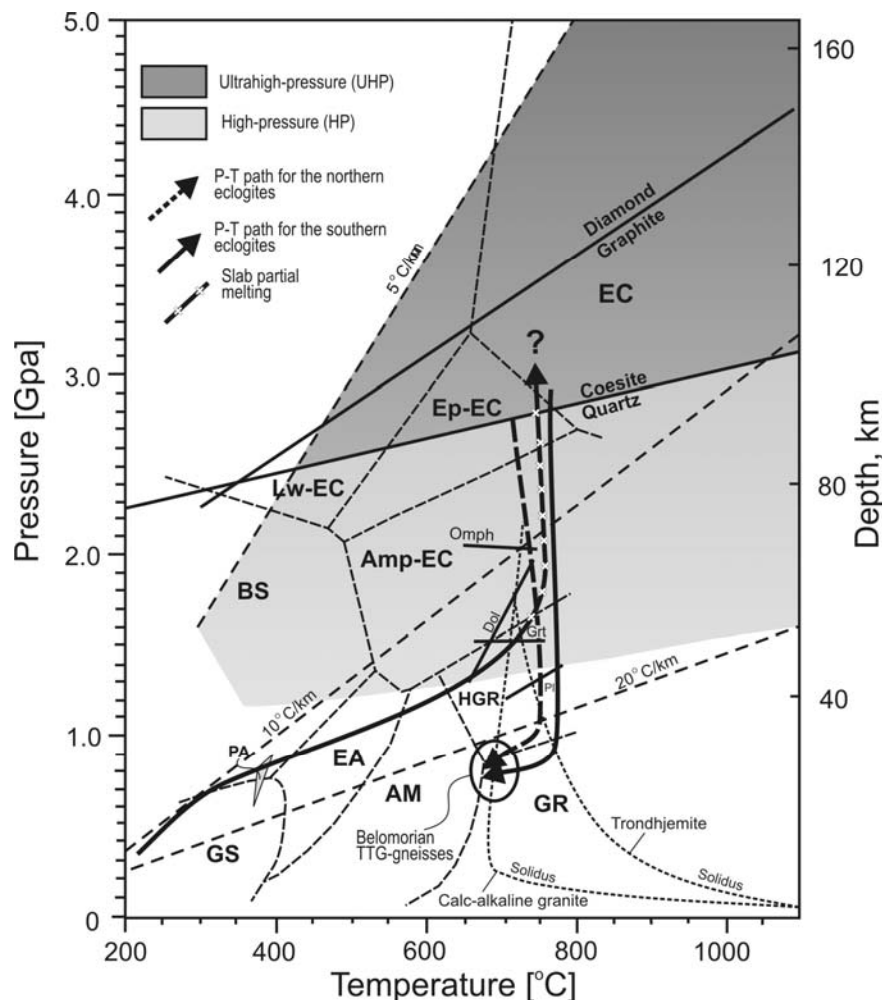
Такие температурные параметры позволяют оценить вероятные пиковые давления эклогитового метаморфизма, обратившись к результатам экспериментов со стартовым составом, соответствующим водонасыщенному высокомагнезиальному базальту, в температурном интервале  $665–730^\circ C$  и давлении от 10 до 20 кбар (Molina, Poli, 2000). Согласно результатам этих экспериментов, в примитивном базальте с  $mg\# \sim 0.7$  появление омфациита смещается в область давлений, превышающих 20 кбар, по реакции амфибол  $\rightarrow$  омфациит + гранат. В менее магнезиальном экспериментальном составе, оливиновом толеите с  $mg\# \sim 0.55$ , появление омфациита зафиксировано при давлении 18 кбар. Важно, что доминирующей фазой в продуктах этих экспериментов вплоть до 20 кбар являлся амфибол, объемные пропорции которого составляли  $\sim 40–60\%$ . Следовательно, можно полагать, что преобладающая в эклогитах Куру-Ваары пиковая ассоциация омфациит + гранат с подчиненным количеством амфибола должна была формироваться при давлениях, заметно превышающих 20 кбар (рис. 3.17). Отметим, что появление кианита в цитируемых экспериментах фиксируется при  $P=18$  кбар и  $T=730^\circ C$ , что хорошо согласуется с вышеприведенной оценкой вероятных давлений пиковых условий метаморфизма кианитовых эклогитов Куру-Ваары. Дополнительное соответствие демонстрирует присутствие доломита в обоих типах эклогитов, который по результатам экспериментов оказывается стабильным при  $T > 700^\circ C$  в условиях давления, превышающего 18 кбар.

По-видимому, пиковые давления «южных» эклогитов могли несколько превышать давления «северных», поскольку при одинаковой магнезиальности их валовых составов в «северных» эклогитах сохраняются равновесные парагенезисы клинопироксена и клиноамфибола. В омфациитах «южных» эклогитов сохраняются лишь редкие реликтовые фрагменты проградного амфибола, а содержания жадеитового минала выше на 10 мол. %, что, скорее, свидетельствует в пользу достижения ими давлений, соответствующих полю стабильности коэсита.

Еще одним замечательным свидетельством высоких давлений пикового метаморфизма эклогитов являются структуры распада клинопироксена с выделением игольчатых род кварца, которые наблюдаются в образцах как «южных», так и «северных» эклогитов, независимо от содержания в них жадеитового минала (см. рис. 3.7, 3.9). Аналогичные ламелли кварца в клинопироксене описаны во многих высокобарических метаморфических поясах, например, в каледонидах Норвегии (Smith, 1984), в Кокчетавском массиве (Katayama et al., 2000), в Даби-Шане и Тянь-Шане Китая (Tsai, Liu, 2000; Zhang et al., 2002). Многими исследователями такие микроструктуры распада рассматриваются как диагностические свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений (Smith, 1984, 1988; Liou et al., 1998; Dobrzhinetskaya, Faryad, 2011).

Режим декомпрессии эклогитов устанавливается прежде всего по структурам распада омфациита, что проявляется в формировании вторичного плагиоклаза в диопсид-плагиоклазовом матриксе. Появление ортопироксена в симплектиках «южных» эклогитов свидетельствует о декомпрессии с повышением температуры, когда траектория эксгумации эклогитов проходит через поле гранулитовой фации. Согласованные  $Grt-Orx-Pl-Qtz$  и  $Grt-Cpx-Pl-Qtz$  геотермобарометры (Fonarev et al., 1991) демонстрируют температуры 781 и  $731^\circ C$  соответственно и давление около 12 кбар, что отвечает полю высокобарической гранулитовой фации (см. рис. 3.11). Формирование симплектитов, скорее всего, происходило по реакции жадеит (в омфациите) + свободный кварц (из омфациита)  $\rightarrow$  альбит (в плагиоклазе).

Эксгумация «северных» эклогитов происходила в условиях адиабатической декомпрессии при температурах  $700–720^\circ C$ , по крайней мере до глубин, соответствующих давлению 10–12 кбар, с последующим включением механизма кондуктивной релаксации, когда температура снижалась примерно до  $650^\circ C$ , вероятно, при более медленном подъеме эклогитов до уровня средней коры.



**Рис. 3.17.** Реконструкция P-T трендов метаморфической эволюции эклогитов Куру-Ваары на петрогенетической сетке для метабазальтовых составов (Liu et al., 1998; Okamoto, Moruyama, 1999). Сокращения метаморфических фаций: GS – зеленосланцевая, BS – голубосланцевая, EA – эпидот-амфиболитовая, AM – амфиболитовая, GR – гранулитовая с силлиманитом, HGR – гранулитовая с кyanитом, Lw-EC – лавсонитовых эклогитов, Amp-EC – амфиболовых эклогитов, Ep-EC – эпидотовых эклогитов, EC – ультра-высокобарических сухих эклогитов; PA – пумпеллитит-амфиболитовая фация по: Banno (1998). Области устойчивости минералов для высокомагнезиальных базальтов по: Molina, Poli (2000): Pl – плагиоклаза, Grt – граната, Dol – доломита; стабильность омфациита (Omph) показана для состава оливиновых базальтов (mg# = 56.6). Положение солидусов известково-щелочного гранита и тронджемита по: Wyllie et al. (1997). Область P-T параметров позд-неархейского метаморфизма беломорских гнейсов по: Глебовицкий, Седова (2005). Показано также положение геотермических градиентов:  $\sim 5^\circ\text{C}/\text{km}$  для зон «холодной и крутой» субдукции;  $\geq 10^\circ\text{C}/\text{km}$  для зон «теплой и пологой» субдукции;  $\sim 20^\circ\text{C}/\text{km}$  – «запрещенная» субдукция вследствие неосуществимости эклогитизации. Пояснения диаграммы см. в тексте

**Fig. 3.17.** Reconstruction of the P-T trends of the metamorphic evolution of Kuru-Vaara eclogites on a petrogenetic net for metabasalt compositions (Liu et al., 1998; Okamoto & Moruyama, 1999). Abbreviations of metamorphic facies: GS – greenschist, BS – sky-blue schist, EA – epidote-amphibolite, AM – amphibolite, GR – granulite with sillimanite, HGR – granulite with kyanite, Lw-EC – lawsonitic eclogite, Amp-EC – amphibole eclogite, Ep-EC – epidote eclogite, EC – ultrahigh-pressure dry eclogites; PA – pumpellyite-amphibole facies after (Banno, 1998). Mineral stability domains for high-Mg basalts after (Molina & Poli, 2000): Pl – plagioclase, Grt – garnet, Dol – dolomite; omphacite (Omph) stability is shown for olivine basalt composition (mg# = 56.6). Position of the solidus of calc-alkaline granite and trondhjemite after (Wyllie et al., 1997). P-T parameters of Late Archaean metamorphism of Belomorian gneisses after (Glebovitsky & Sedova, 2005). Also shown is the position of geothermal gradients:  $\sim 5^\circ\text{C}/\text{km}$  for “cold and steep” subduction zones;  $\geq 10^\circ\text{C}/\text{km}$  for “warm and gently dipping” subduction zones;  $\sim 20^\circ\text{C}/\text{km}$  – “prohibited” subduction because of the non-feasibility of eclogitization. For explanations to the diagram, see the text

5. В блоках «южных» эклогитов, как правило, обнаруживаются свидетельства частичного плавления, тогда как в «северных» их нет. Термобарометрия показывает, что «южные» эклогиты более высокотемпературные, а проградная ветвь их эволюции пересекала солидус водонасыщенного тронджемита при температуре  $\sim 750^\circ\text{C}$  и давлении око-

ло 15 кбар в поле стабильности граната, где, по экспериментальным данным, главными сосуществующими фазами, контролирующими состав расплава, являются амфибол, гранат и клинопироксен (Wyllie et al., 1997). До пересечения поверхности солидуса трондjemита, судя по проградным включениям в гранате, геотермальный градиент погружения кровли протолитов «южных» эклогитов был  $\sim 13\text{--}14\text{ }^{\circ}\text{C км}^{-1}$ . Затем погружение в верхнемантийные глубины происходило очень быстро, поскольку Р-Т условия этого процесса были близки к изотермическим. Такая смена траектории, по всей вероятности, могла быть связана с началом частичного плавления и удалением легкого кислого расплава в верхние горизонты. Этот процесс приводил к резкому утяжелению погружавшейся мафит-ультрамафитовой субстанции за счет накопления высокоплотного реститового материала, сильно обогащенного гранатом ( $> 60$  объемных %) и рутилом, что, по-видимому, сопровождалось усилением процесса эклогитизации, когда амфибол начал замещаться омфацитом ( $P > 18$  кбар). Выше приводились некоторые данные, указывающие на то, что, вероятно, погружение могло происходить до условий UHP метаморфизма, но этот вывод требует дальнейших исследований и поиска прямых индикаторов этих условий – коэсита или микроалмазов.

Лучшим агентом для обеспечения адвективного теплопереноса могла являться расплавная ТТГ «каша», поднимавшаяся из плавившегося эклогитового источника, которая должна была кристаллизоваться при давлении менее 10 кбар, формируя ТТГ гнейсы Беломорского комплекса (рис. 3.17). Совмещение в пространстве блоков разновозрастных эклогитов, вероятно, связано с более поздними горизонтальными вязкопластическими деформациями, которые выражены в формировании многочисленных колчановидных складок, усложнивших меланжевую структуру эклогит-серогнейсовой ассоциации.

## ECLOGITES AND ASSOCIATED ROCKS FROM THE KURU-VAARA QUARRY

*Shchipansky A.A.<sup>1</sup>, Slabunov A.I.<sup>2</sup> and Khodorevskaya L.I.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> GIN, RAS, Moscow

<sup>2</sup> IG KarNC RAS, Petrozavodsk

<sup>3</sup> IEM RAS, Chernogolovka

Two groups of Archaean eclogites and their association with host TTG-gneisses will be shown in the Kuru-Vaara quarry at Stops 1 and 2 (Fig. 3.1).

### Geological review

A visit to the active Kuru-Vaara ceramic pegmatite quarry is essential for a better understanding of the architecture of deep horizons in the early continental crust exposed in the Belomorian belt. Quarrying at Kuru-Vaara has completely exposed a belt fragment across a strike length of 1200 m and depthwards for about 100 m. Its eight scarps are oriented along the strike ( $\sim 330^{\circ}$ ) of economic pegmatite veins averaging 5–6 m in thickness; the veins dip at  $40\text{--}60^{\circ}$  NE. Earlier studies have shown that the pegmatite field is located in an Archaean migmatite-gneiss complex with minor quantities of amphibolites generally recognized as part of the Archaean Belomorian series.

Our map, shown in Figure 3.1, contains important information on relative age relations between various igneous complexes. The youngest rocks are represented by scarce olivine melilitite dykes of Devonian age (not shown), which cut across both the gneiss complex and the pegmatite veins. The latter clearly occupy a cross-cutting position relative to all older complexes and are recognized as Svecofennian by analogy with similar dated pegmatite veins of the belt.

The coronitic gabbro-norite dyke (Fig. 3.2), which cuts across the structural plan of the Archaean complex and contains scarce xenoliths of highly altered TTG-gneisses, is used as a reference point. Gabbro-norites of a Sumian lherzolite-gabbro-norite complex are common in the Belomorian belt. The magmatic stage of their formation is dated at  $\sim 2.4$  Ga (Slabunov, 2008, and references therein).

The Archaean complex consists of grey plagiogneiss, which hosts various metamorphic rock bodies of mafic-ultramafic composition. Two groups of such bodies are distinguished, based on their structural position.

Highly deformed gabbro-amphibolite bodies, in which relics of gabbroic structure are commonly preserved, are exposed in the northern and central portions of the quarry. The largest gabbro-amphibolite bodies exhibit a zonal structure indicated by rocks of more felsic (tonalite) composition present in their central portions. Chemically, these tonalities are classified as sanukitoids.

A second group of metamorphosed mafic-ultramafic rocks is built up of eclogites and piclogites (picrite + eclogite) altered by retrograde metamorphism. Unlike gabbro-amphibolites, they show no structural characters of intracrustal igneous bodies. Their position in space resembles a bizarre unstructured monomictic melange, whose eclogite and piclogite blocks are submerged in the matrix of TTG-gneisses (see Fig. 3.1).

The eclogite blocks are typically highly amphibolized, and are occasionally completely transformed to amphibolites. In many cases, fragments with preserved eclogite mineral associations can be observed only because eclogite blocks were split up by quarrying and their cores were exposed. Piclogites commonly occur as small individual blocks. They are understood dominantly as pictites, based on chemical composition, and as almost monomineral clinopyroxenites or quartz-free garnet-diopside and garnet-diopside-amphibole rocks, based on mineral composition; the presence of talc in highest-Mg varieties is noticeable. Some of the blocks provide evidence for the genetic relation of eclogites to piclogites, as shown by the alternation of mafic (eclogite) and ultramafic (piclogite) rocks.

Two groups of eclogites, called arbitrarily “southern” and “northern”, were distinguished on the basis of detailed field study.

“Southern” eclogites constitute most of mapped eclogite bodies. Their distinctive feature is the relative coarseness of garnet grains (average 3–5 mm), which account for ~ 40 % of rock volume and are distributed chaotically in a grey-green fine-grained diopside-plagioclase symplectitic matrix.

A group of “northern” eclogites consists of four eclogite blocks which differ markedly from “southern” eclogites. As this difference is felt primarily in the degree of preservation of eclogite mineral association, these rocks can even visually be classified as eclogites *senso stricto* at a high degree of probability. They look like compact, massive rocks with fine (~ 1 mm) abundant (~ 40–45% of rock volume) garnet in a green (sometimes with a brownish shade of colour) microcrystalline amphibole-clinopyroxene matrix.

In addition to textural differences, there are some diagnostic criteria for distinguishing between two types of eclogites.

Firstly, in contrast to “northern” eclogites, “southern” eclogite blocks often provide clear evidence for their partial melting which is preserved in “frozen” state. All the phenomena described below are only restricted to eclogite blocks. Different rheological stages of partial melting from the lower percolation threshold of felsic melt to its solidification stage can be observed (Vigneresse et al., 1996). Associated with a residual melt phase are scarce pegmatoid veins and conspicuous macrocrystalline kyanite-biotite-feldspar-quartz veins, similar in mineral composition and characteristic only of “southern” eclogite blocks. They fill tension joints and seem to have been formed by simple shear kinematics.

There is no evidence for partial melting in “northern” eclogite blocks, and a high pressure vein occurs only in one block. The vein consists of association of carbonate-mica-plagioclase-corundum ( $\pm$  clinopyroxene) composition which contains relics of garnet, kyanite, diopside, talc and phengite.

### Petro- and geochemical characteristics of rocks

Eclogites and post-eclogite intrusions, which have no evidence for eclogitization, differ clearly in the indicator ratios of crustal contamination (Table 3.1; Fig. 3.3). The absence of signs of contamination in eclogites suggests that they were formed of fragments of a subducted Archaean oceanic crust by metamorphism (Shchipansky, 2009).

“Southern” eclogites are classified on the basis of chemical composition as low-K, dominantly olivine-normative tholeiitic basalts that differ markedly from N-MORB (Table 3.1). The compositions of piclogites, associated with “southern” eclogites, are shown in Table 3.1. Based on chemical composition, they are interpreted as picrites (KV-0505) and komatiites (KV-0504). In a sample of komatiite composition, the  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  value of 20 is typical of Al-undepleted komatiites. Their minor element distribution spectra are also similar to those of komatiites, but their depletion level is higher than that of eclogites. It is important, however, that piclogites also show well-defined positive Nb anomalies indicative of their genetic relation to eclogites.

Based on chemical composition, “northern” eclogites are also recognized as low-K tholeiitic basalts which differ slightly from “southern” eclogites. Their alumina content is lower than that of “southern” eclogites (Table 3.1). Difference in CaO and  $\text{Na}_2\text{O}$  concentrations is also noticeable. All samples show systematically less distinct positive Nb anomalies Nb ( $\text{Nb}/\text{Th}_N = 1.1 \div 2.2$ ). The most primitive varieties of “northern” eclogites also exhibit well-defined positive Sr anomalies and no coherent Eu anomalies.

Analysis of the compositions of Kuru-Vaara eclogites has shown that all samples, in which matrix omphacite is preserved, are olivine-normative and that their protoliths were derived from the primary melts of the peridotitic mantle, whose fractionation was controlled by olivine outside a gabbro trend (Fig. 3.4 a). The primary compositions of melts can thus be estimated. Their Mg content is assumed to vary from 18 to 20 wt.%, and their liquidus temperatures must have been as high as ~ 1400–1450 °C. Figure 3.4 b shows that eclogite compositions were formed upon 10–30% partial melting of the peridotitic mantle in the depth range corresponding to a pressure of ~ 3.5 to 3.9 GPa, i.e., in the garnet peridotite field. These data are in good agreement with the results of the petrological and physical modelling of the condition of the Late Archaean upper mantle and its partial melting, which has produced a 25–35 km thick oceanic crust (Herzberg et al., 2010).



**TTG-gneisses.** Eclogite-hosting grey gneisses belong to a sodic series of igneous rocks, varying in composition from tonalite to trondhjemite (Table 3.2). They are interpreted as peraluminous rocks, based on their alumina saturation index  $A/CNK$  ( $Al/(Ca+Na+K)$ ), 1.1–1.27. The  $mg\#$  values of 0.40–0.65, estimated for gneiss samples, are too high for granites, suggesting that they are related genetically to the mafic (in this case, eclogitic) source of their magma generation.

Kuru-Vaara TTG-gneisses fall into a low-alumina group ( $Al_2O_3 < 15$  mass. %) and a high-alumina group ( $Al_2O_3 > 15$  mass. %), which differ in the characteristics of minor element concentrations (Barker & Arth, 1976). High-Al gneisses have highly fractionated LREE-enriched and HREE-depleted ( $La/Yb_N > 10$ ) spectra, whereas the low-Al is not highly depleted in HREE ( $La/Yb_N < 10$ ) (Table 3.2, рис. 3.5 a, b). High-Al TTG-gneisses are generally believed to have been produced by partial melting of a mafic source in the presence of garnet and amphibole; plagioclase is not regarded as a significant composition-controlling phase. Low-Al TTG-gneisses are understood as having been derived by partial melting of a mafic source; compositions were controlled by garnet-free mineral association (plagioclase + amphibole + clinopyroxene). A similar association of controlling liquidus phases is described in terms of shallow-depth (~10–12 kbar and below) melting or fractional crystallization dependent on the lower stability limit of garnet. Experimental study on the partial melting of amphibolites has shown that garnet as a significant phase (> 20 mass.%), controlling melt composition, emerges in the high pressure ( $\geq 15$  kbar) field (Nair & Chacko, 2008).

As amphibole has high distribution coefficients ( $D$ ) for HREE-group elements, especially for the elements in the middle portion of the spectrum, the effect of amphibole can be estimated from a decline in  $Dy/Yb$  ratios during melt fractionation (Davidson et al., 2007). Figure 3.6 shows an essential behavioral pattern of critical  $La/Yb$  ratios indicative of garnet as a significant liquidus phase in connection with changes in  $Dy/Yb$  ratios reflecting the controlling role of amphibole in the generation of the TTG-gneisses discussed. The composition points of TTG-gneisses exhibit a regular distribution showing the increasing controlling role of garnet through the intermediate composition of Late Archaean TTG to sample KV-0712, whose composition is consistent with high-Si or Archaean adakite (Martin et al., 2005; Moyen, 2009) (Fig. 3.6).

The inset in Figure 3.6 shows that practically all points of TTG-gneisses display high Nb/Ta ratios exceeding those in the primitive mantle. This ratio is considered a very sensitive indicator of the pressure at which partial melting occurs, because rutile is the only phase which controls it. The stability field of rutile for mafic compositions was determined experimentally; its lower limit in the temperature range ~600 to 1150 °C is limited by a pressure of 15 kbar (Xiong et al., 2005).

### Petrography and chemical characteristics of eclogite minerals

**“Southern” eclogites.** In most thin sections this type of eclogites is represented by the association  $Grt + Cpx + Pl + Hbl + Qtz$  with accessory rutile, replaced by ilmenite, and apatite. Clinopyroxene occurs dominantly in symplectitic intergrowths with plagioclase ( $An_{0.1-0.4}$ ), which is generally interpreted as a product of decompression disintegration of omphacite by the reaction of the jadeite molecule of clinopyroxene with quartz. Microscopic study has shown indeed that in some samples, where relics of bright-green clinopyroxene are visible, Aug-Pl symplectites are secondary and result from the disintegration of omphacitic clinopyroxene (Fig. 3.7 a, b). The maximum value for jadeitic mineral is 29–31 mol.% (Table 3.3, see Fig. 3.10). However, these omphacites may not be consistent with peak metamorphic conditions, because they display disintegration structures in the form of superfine quartz lamellae (see insets to Fig. 3.7 a, b).

Symplectites evolve in non-uniform manner from small individual zones in omphacites or along their margins to colonies of symplectites which replace omphacites until the latter disappear completely. A monomineral clinopyroxene rim at the edge of symplectite colonies is occasionally observed, indicating that omphacite disintegration was affected by the expanding stability field of clinopyroxene, i.e., decompression probably occurred under near-isothermal conditions. Decompression seems to have proceeded at slightly elevated temperatures, as indicated by the presence of scarce orthopyroxene grains ( $X_{Fe}=0.20-0.30$ ,  $Al=0.05-0.07$  f. units) amid symplectites (Fig. 7 b). Correspondingly, there are no amphiboles equiponderous with symplectites amid the latter. The increasing degree of retrograde transformations first gives rise to narrow kelyphite rims around garnets that consist of amphibole and plagioclase. As retrograde alterations continue, pyroxenes and garnets are replaced by amphibole, plagioclase becomes more abundant and eclogites are locally completely transformed to garnet- or plagioclase amphibolites.

Kyanite-bearing varieties are occasionally encountered in eclogite bodies. One can clearly see in thin sections that it is a relict kyanite. It is surrounded by a reaction rim composed of an internal spinel-plagioclase rim which, in turn, is surrounded by a plagioclase ( $An_{36-43}$ ) rim succeeded by a monomineral amphibole rim (Fig. 3.8). Judging by the ratios, the spinel-plagioclase rim was probably formed almost simultaneously with Cpx-Pl symplectites and the amphibole rim evolved later.

Unlike other Belomorian belt eclogites, garnets from “southern” Kuru-Vaara eclogites contain high (up to 58 mass. %) percentages of pyrope mineral (Table 3.4). The chemical composition of garnet in the least altered eclogite varieties shows a prograde zonation. Garnet contains mono- and polymineral inclusions characteristic of both prograde and retrograde evolution trends. Inclusions in the least altered garnets are concentrated dominantly in the centre of the grains, and their number decreases markedly toward the margin. Inclusions in the central portions of garnets consist dominantly of calcite, dolomite, quartz, clinopyroxene and amphibole. Sometimes the inclusions also comprise Ca-amphibole and high-Mg pumpellyite similar in composition to the high-Mg pumpellyite described earlier (Konilov et al., 2011). The centre of the garnets with inclusions seems to have been armoured by the rapid growth of the garnet periphery in spite of fluid phase deficit, which can be attributed to the rapid plunging of the protolith down to eclogite-facies depths. This conclusion is supported by the presence of clinopyroxene inclusions with variable quantities of jadeitic mineral in garnet which occur in the middle and near the centre, rather than in the centre of garnet grains.

Three types of amphibole are distinguished in the eclogite samples (see Fig. 3.12). Plagioclase, which forms both symplectites and kelyphite rims around garnet, varies in composition from  $An_{0.22}Ab_{0.78}$  to  $An_{0.36}Ab_{0.64}$ . Inclusions in garnet also contain more felsic plagioclase  $An_{0.22}Ab_{0.78}$ – $An_{0.30}Ab_{0.70}$ .

“Northern” eclogites. Figure 3.9 shows microphotographs of the thin sections of samples of this type of eclogite altered by retrograde metamorphism and practically unaltered samples, illustrating their marked difference from “southern” eclogites in garnet grain size, which is usually not more than 1 mm in diameter, and in the degree of retrograde alterations which is much lower than in “southern” eclogites. The petrographic and microprobe study of mineral associations from “northern” eclogites has also shown a distinct difference between “northern” and “southern” eclogites (see Figs. 3.10–3.12).

Figure 3.10 shows that maximum jadeite content in the centre of matrix omphacites is as low as 23–25 %,  $X_{Fe}=0.10$ –0.15. However, clinopyroxene disintegration structures occur as superfine quartz lamellae in “southern” eclogites and here, in omphacite and Na-augite (Fig. 3.9 b). Symplectites are represented by augite, which contains 18 to 10 % Jd mineral. Clinopyroxene inclusions in garnet are small, commonly less than 50  $\mu$ m in size. Their jadeite content varies from 3 to 22 % and their iron content  $X_{Fe}=0.10$ –0.17.

In contrast to garnets from “southern” eclogites, garnets from “northern” eclogites contain not more than 42 mass.% pyrope and up to 30 mass.% grossular. Their percentages of pyrope mineral are similar and do not vary from the centre to the margin of grains, while the percentages of Grs-Alm are variable: Grs content increases at a distance of 300–500  $\mu$ m from the centre toward the margin of grains in all samples, while Alm content decreases and Py content remains almost unchanged (Fig. 3.11). Garnets are commonly broken by numerous cracks often filled with fine quartz-dominated inclusions. Scarce inclusions consist of Hbl, Cal, Dol, Cpx, Rt, Bt, Qtz, Opx and Pl. Abundant Fe and Ni sulphides are often present as inclusions, but no inclusions, corresponding to preserved pre-eclogite stage minerals, have been encountered.

Orthopyroxenes occur not only as scarce fine inclusions in garnet but also as rounded grains with Pl ( $An_{23}$ ) and symplectites (see Fig. 3.7). They are similar in iron content ( $X_{Fe}=0.24$ –0.26) and contain 0.05–0.07 formula units of alumina.

Amphiboles are distributed in a matrix and occur as scarce inclusions and less commonly together with Pl as rims surrounding Cpx. Two types of amphibole inclusions in garnet are distinguished, suggesting differences in fluid regime composition upon formation of retrograde amphiboles from both eclogites.

Plagioclase inclusions in garnet are represented by  $An_{0.41-0.47}$  associated with Cpx and Opx, while other type of inclusions,  $An_{0.26-0.29}$ , is associated with Hbl. The bulk of plagioclase  $An_{0.30-0.35}$  occurs in symplectites and kelyphitic rims.

### Results of isotope (SHRIMP-II) dating

The site, at which samples for age dating were collected, is shown on a geological map of the Kuru-Vaara quarry (Fig. 1.1).

“Southern” eclogite, sample KV-0703. About 50 zircon grains were extracted from the sample. The dominant zircon population is formed of rounded and ellipsoidal grains, 50 to 150  $\mu$ m in size, that exhibit a uniform to indistinctly mottled-sectorial internal structure. In CL-images, the zircons have a dominantly white colour, similar to the colour of external rims observed throughout the entire zircon population. Svecofennian ages of ~1.9 Ga were estimated for such zircons from the results of measurement of two points characterized by low U concentrations and the practically complete absence of Th. Similar isotopic ages of ~2.0 Ga were obtained for the homogeneous dark-grey zones of zircons with high Th/U ratios of ~0.8, which replace the cores with abundant pores and inclusions. Such “perforated” cores are well-defined on the BSE-images of many zircons, indicating that early zircons were completely replaced by “fluid” zircon associated with Svecofennian transformations.

Several unusual early zircon grains, which help understand the origin of “perforated” cores where high Th/U ratios persist, were revealed in the common population. The photographs of these zircons are shown in the inset to Figure 3.13. One can clearly see that the perforation or porosity of zircon is formed after zircon which has a distinct oscillatory zonation. Interestingly, porosity exhibits a reverse age zonation: the isotopic ages in abundant porosity zones are of Early Palaeoproterozoic or Sumian age, whereas rims with magmatic outlines are of Archaean age.

A cluster of four points of isotopic measurements in domains with a well-defined magmatic zonation shows a reliable age of  $2821 \pm 24$  Ma for the protolith of “southern” eclogites (Fig. 3.13). High Th concentrations ( $\sim 70$ – $380$   $\mu\text{g/g}$ ) that exceed U concentrations ( $33$ – $50$   $\mu\text{g/g}$ ) and, consequently, unusually high Th/U values of  $\sim 1.4$ – $11.9$ , indicating the predominance of thoritic mineral over coffinitic mineral in the protolithic zircons of “southern” eclogites, are noteworthy. Such solid-phase zircon solutions typically exhibit a distinctive transformation pattern described as a coupled dissolution-precipitation (CDR) process (Geisler et al., 2007). A remarkable feature of the process is the formation of abundant micron-sized pores and inclusions attributed to the effect exerted on the internal domains of zircons by fluid solutions or melts migrating through the deformation zones of their heterogeneous crystalline lattice. In such domains, an isotopic system is completely re-equilibrated, and the memory of the parent isotopic composition of zircon is obliterated. This can well explain the subconcordance of several ion sounding points in porous zircon domains, which show a wide age range of discrete transformation events in protolithic zircons from  $\sim 2620$  to  $\sim 2000$  Ma.

“Northern” eclogite, sample KV-0706. About 70 zircon grains were extracted from the sample. In contrast to “southern” eclogites, this zircon population is rather homogeneous, consisting of fine ( $\sim 50$ – $100$   $\mu\text{m}$ ), rounded and minor ellipsoid crystals. Their internal structure is either nonzonal or indistinctly zonal. Such zircons are classified morphologically as metamorphogenetic zircons that have crystallized under high-pressure granulite- and eclogite-facies conditions (Bibikova et al., 2004). Nine out of 14 points analysed are in a cluster which has an age of ca. 2.7 Ga, and four most concordant points show an isotopic age of  $2722 \pm 21$  Ma (Fig. 3.14).

TTG-gneiss, sample KV-0712. The sample was collected from homogeneous nonmigmatized biotite gneiss which corresponds in composition to trondhjemite or Archaean adakite. Over 50 zircon grains were extracted from the sample. The zircon population is represented by long- and lesser short-prismatic grains with smoothened outlines and visible internal zonation. Based on their morphology and internal structure, these zircons are identified as zonal zircons similar to zircons from Belomorian belt tonalites (Bibikova et al., 2004).

Isotope analysis of 16 points has revealed two groups of different-aged zircons. The largest group (12 points) forms a regression line with an upper intersection at  $2805 \pm 11$  Ma and a lower intersection at  $748 \pm 11$  Ma,  $\text{MSWD} = 0.32$ . Four subconcordant points of this zircon cluster gave an age of  $2798 \pm 12$  Ma, which coincides within the analytical error limits with the age of the upper intersection of the discordia (Fig. 3.15). Most points of the cluster show a magmatic type of Th/U ratios  $0.15 \div 0.6$ . However, the zero discordance point exhibits a Th/U value of 0.09 generally accepted as indicative of metamorphic zircons. These data show that early TTG magmatism and metamorphism were almost simultaneous; in other words, this magmatism can be identified as a syn-metamorphic type. A second, much smaller, group of zircons (4 points) forms its own regression line with an upper intersection at  $2688 \pm 14$  Ma and a lower intersection at  $370 \pm 230$  Ma,  $\text{MSWD} = 0.063$ . This zircon generation could have been associated with TTG-gneiss migmatization, which is quite common in Belomorian gneisses.

### Brief conclusions

Based on the above data for the Kuru-Vaara quarry, some conclusions regarding the regional geology of the Baltic/Fennoscandian Shield and Early Precambrian geodynamics, including an early continental crust formation mechanism, can be drawn.

1. The Archaean age of Kuru-Vaara eclogites is limited by the cross-cutting position of a Sumian ( $\sim 2.45$  Ga) gabbro-diorite dyke and by their structural position in TTG-gneisses, which can be interpreted as eclogite-grey gneiss melange (see Figs. 3.1, 3.2). This association has not only a spatial relationship but also genetic interrelations, because eclogites exhibit abundant evidence for partial melt which gave rise to *in situ* TTG-melts.

2. The geochemistry of eclogites shows no signs of continental crust contamination (see Fig. 3.3), although their compositions indicate that they were derived from high-Mg, low-K basalt which formed at liquidus temperatures in excess of  $1400$   $^{\circ}\text{C}$  (see Fig. 3.4). Eclogite-hosting TTG-gneisses have geochemical characteristics which can easily be simulated by partial melting of a mafic source in the presence of different portions of amphibole and garnet, as well as rutile, i.e. their lower generation boundary is limited by a pressure of 15 kbar (see Fig. 3.6).

3. Independent support for data on the oceanic origin of the protoliths of Kuru-Vaara eclogites is provided by the geochemistry of the zircons dated. Zircons dated at  $2821 \pm 24$  Ma have the geochemical characteristics of zircons of oceanic genesis (Fig. 3.16). It seems that the best way to estimate the age of eclogite metamorphism is to date zircons from partial eclogite melting products or zircons from high pressure veins, which seem to act as channels for metamorphic fluids. TTG-gneisses, which structurally “seal” eclogite blocks, show an age of  $2805 \pm 11$  Ma. The most probable age of eclogite metamorphism is  $\sim 2.82\text{--}2.80$  Ga.

Zircons from “northern” eclogites are in a “mafic”, genetically different zircon field within the oceanic and continental zircon overlapping domain (Grimes et al., 2009). Although their geochemical characteristics show no zircons that crystallized together with garnet, they are interpreted as metamorphogenetic zircons, based on morphological and optical properties. However, their isotopic age of  $2722 \pm 21$  Ma is consistent with the age of Gridino eclogites (Volodichev et al., 2004).

Svecofennian zircons, separated from Archaean zircons by a time span of 800–900 Ma, clearly show a continental origin.

4. The peak temperatures are  $\sim 680\text{--}720$  °C for “northern” eclogites and  $\sim 750\text{--}780$  °C for “southern” eclogites.

Based on these temperature parameters, the probable peak pressures of eclogite metamorphism can be estimated, using the results of experiments with original composition corresponding to water-saturated high-Mg basalt. The experiments were conducted at temperatures of 665–730 °C and pressures of 10 to 20 kbar (Molina & Poli, 2000). The peak association omphacite + garnet with minor amphibole, which prevails in Kuru-Vaara eclogites, must have been formed at pressures much higher than 20 kbar (Fig. 3.17).

It seems that the peak pressures of “southern” eclogites were slightly higher than those of “northern” eclogites, because in spite of equal quantities of Mg in their bulk compositions, equiponderous parageneses of clinopyroxene and clinoamphibole are preserved in “northern” eclogites. Only scarce relict fragments of prograde amphibole persist in omphacites from “southern” eclogites, and percentages of jadeitic mineral are higher by 10 mol. %, suggesting that they have reached pressures corresponding to a coesite stability field.

Another remarkable evidence for high pressures during the peak metamorphism of eclogites is provided by clinopyroxene disintegration structures. Disintegration gives rise to acicular quartz lamellae occurring in both “southern” and “northern” eclogite samples, regardless of their jadeitic mineral content (see Figs. 3.7 and 3.9). Similar quartz lamellae in clinopyroxene have been described from many high pressure metamorphic belts, e.g., the Norwegian Caledonides (Smith, 1984), the Kokchetav massif (Katayama et al., 2000) and Dabi-shan and Tien-shan, China (Tsai, Liu, 2000; Zhang et al., 2005). Many geoscientists interpret such disintegration microstructures as diagnostic evidence for ultrahigh pressure metamorphism (Smith, 1989; Liu et al., 1998; Dobrzhinetskaya & Faryad, 2011).

The decompression regime of eclogites is determined primarily from omphacite disintegration structures, indicated by the formation of secondary plagioclase in a diopside-plagioclase matrix.

“Northern” eclogites were exhumed under adiabatic decompression conditions at temperatures of 700–720 °C and at depths corresponding to a pressure of 10–12 kbar. A conductive relaxation mechanism was then switched on when temperature decreased to  $\sim 650$  °C and eclogites were exhumed presumably more slowly to the middle crust level.

5. In contrast to “northern” eclogites, “southern” eclogite blocks commonly contain evidence for partial melting. Thermobarometry shows that “southern” eclogites are higher-temperature rocks and that the prograde branch of their evolution intersected the solidus of water-saturated trondhjemite at a temperature of  $\sim 750$  °C and a pressure of about 15 kbar in the garnet stability field, where, according to experimental data, amphibole, garnet and clinopyroxene were major co-existing phases which controlled melt composition (Wyllie et al., 1997). Judging by prograde inclusions in garnet, prior to the intersection of the trondhjemite solidus surface the geothermal plunging gradient of the top of the protoliths of “southern” eclogites was  $\sim 13\text{--}14$  °C km<sup>-1</sup>. Plunging into the upper mantle was very rapid, because the P-T parameters of this process were near-isothermal. Such a change in trajectory can be attributed to the beginning of partial melting and the removal of light felsic melt to upper horizons. As a result of this process, the plunging mafic-ultramafic substance rapidly became heavier due to the accumulation of very compact restitic material enriched in garnet ( $> 60$  vol. %) and rutile. This process seems to have been accompanied by the intensification of eclogitization, when the replacement of amphibole by omphacite began ( $P > 18$  kbar).

The best agent, responsible for advective heat mass transport, could have been provided by molten TTG mass, which ascended from a melting eclogite source and must have crystallized at a pressure of less than 10 kbar to form TTG-gneisses of the Belomorian complex (see Fig. 3.17). The overlapping of different-aged eclogite blocks in space is probably related to more recent horizontal viscous-ductile deformations indicated by the formation of abundant sheath folds which complicated the mélange structure of eclogite-grey gneiss association.

## Литература-References

- Биби́кова Е.В., Богдано́ва С.В., Глебови́цкий В.А., Клайссо́н С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконо́вой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 227–244. (*Bibikova E. V., Bogdanova S. V., Glebovitsky V. A. et al. Evolution Stages of the Belomorian Mobile Belt from U-Pb Zircon Geochronology (NORDSIM Ion Microprobe) // Petrology. 2004. V. 12, N 3. P. 227–244.*)
- Володи́чев О.И., Слабуно́в А.И., Биби́кова Е.В., Кони́лов А.Н., Кузене́к Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631. (*Volodichev O.I., Slabunov A.I., Bibikova E.V., Konilov A.N. Kuzenko T.I. Archean eclogites of the Belomorian Mobile Belt, Baltic Shield // Petrology. 2004. V. 12, N 6. P. 609–631.*)
- Глебови́цкий В.А., Седова́ И.С. Метаморфизм Беломорского мобильного пояса // В.А. Глебови́цкий (Ред.). Ранний докембри́й Балтийского щита. СПб: Наука. 2005. С. 251–257 (*Early Precambrian of the Baltic Shield, Ed. by V. A. Glebovitsky. Nauka, St. Petersburg. 2005 [in Russian]*).
- Лари́кова Т.Л. Формирование друзитовых (коронарных) структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброидов Северного Беломорья, Карелия // Петрология. 2008. Т. 8, № 4. С. 430–448. (*Larikova, T.L. Genesis of drusite (coronite) textures around olivine and orthopyroxene during metamorphism of gabbroids in northern Belomorie, Karelia // Petrology. 2008. V. 8, N 4. P. 430–448.*)
- Слабуно́в А.И. Геология и геодинамика подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с. (*Slabunov A.I. Geology and geodynamics of Archean mobile belts (example from the Belomorian province of the Fennoscandian Shield). KarRC, RAS, Petrozavodsk. 2008. 296 p.*)
- Степа́нов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с. (*Stepanov V.S. Precambrian Mafic Magmatism in western Belomorie. Nauka, Leningrad. 1981. 216 p. [in Russian]*).
- Шчи́панский А.А. Архейская океаническая кора: что субдуцировало? // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы конференции и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2009. С. 182–188. (*Shchipansky A.A. Archean oceanic crust: what was subducted? // The Belomorian mobile belt and its analogues: geology, geochronology, geodynamics and metallogeny. Field trip guided book and Extended abstracts. Petrozavodsk. 2009. P. 182–188.*)
- Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites // *Geology*. 1976. V. 4. P. 596–600.
- Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A. Amphibole “sponge” in arc crust? // *Geology*. 2007. V. 35. P. 787–790.
- Dobrzhinetskaya L. F., Faryad S.W. Frontiers of ultra-high pressure metamorphism: view from field and laboratory // L. Dobrzhinetskaya, S. W. Faryad, S. Wallis, S. Cuthbert (eds). Ultrahigh-pressure metamorphism: 25 years after the discovery of coesite and diamond. Amsterdam, Elsevier. 2011. P. 1–29.
- Foley S.F., Barth M. G., Jenner G.A. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. P. 933–938.
- Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // *Inter. Geol. Rev.* 1991. V. 33. P. 743–783.
- Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements*. 2007. V. 3. P. 43–50.
- Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. On the occurrence, trace element geochemistry and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. V. 158. P. 757–783.
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Swapp S., Hanghøj K., Schwartz J.J. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance // *Geology*. 2007. V. 35. P. 643–646.
- Grimes C.B., Ushikuko T., John B.E., Valley J.W. Uniformly-like  $\delta^{18}\text{O}$  in zircons from oceanic plagiogranites and gabbro // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 13–33.
- Harley S.L., Kelly N.M. The impact of zircon–garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U-Pb ages in complex high-grade terrains: An example from the Rauer Islands, East Antarctica // *Chem. Geol.* 2007. V. 2007. P. 62–87.
- Herzberg C., Asimow P. Petrology of some Oceanic Island Basalts: PRIMELT2.XLS software for Primary Magma Calculation. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9 Q09001: doi:10.1029/2008GC002057.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 292. P. 79–88.
- Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle continental crust and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 297–314.
- Katayama I., Parkinson C.D., Okamoto K., Nakajima Y., Maruyama S. Supersilicic clinopyroxene and silica exsolution in UHPM eclogites and pelitic gneisses from the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Am. Mineral.* 2000. V. 85. P. 1368–1374.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Kaulina T.V., Dokukina K.A., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The Salma eclogites from the Belomorian Province, Russia: evidence for HP/UHP metamorphism through the



- subduction of the Mesoarchean oceanic crust // L. Dobrzhenetskaya, S.W. Faryad, S. Wallis, S. Cuthbert (eds). Ultrahigh-pressure metamorphism: 25 years after the discovery of coesite and diamond. Amsterdam, Elsevier. 2011. P. 635–682.
- Liou J.G., Zhang R.Y., Ernst W.G., Rumble III D., Maruyama S.* High-pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks // *Rev. Mineral.* 1998. V. 37. P. 33–96.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 1–24.
- Molina J.F., Poli S.* Carbonate stability and fluid composition in subducted oceanic crust: an experimental study on H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>-bearing basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. P. 295–310.
- Moyen J.-F.* High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the “adakitic signature” // *Lithos.* 2009. V. 112. P. 556–574.
- Nair R., Chacko T.* Role of oceanic plateaus in the initiation of subduction and origin of continental crust // *Geology.* 2008. V. 36. P. 583–586.
- Okamoto K., Maruyama S.* The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB + H<sub>2</sub>O system // *Am. Mineral.* 1999. V. 84. P. 362–373.
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. V. 100. P. 14–48.
- Powell R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration: the garnet–clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorph. Geol.* 1985. V. 3. P. 231–243.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics.* 1995. V. 33. P. 267–309.
- Schmidt M.W., Dardon A., Chazot G., Vannucci R.* The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 226. P. 415–432.
- Smith D. C.* Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics // *Nature.* 1984. V. 310. P. 641–644.
- Smith D. C.* A review of peculiar mineralogy of “Norwegian coesite-eclogite province”, with crystal-chemical, petrological, geochemical, and geodynamical notes and an extensive bibliography // D.S. Smith (Ed). *Eclogite and eclogite-facies rocks.* Amsterdam: Elsevier. 1988. P. 1–178.
- Storkey A.G., Hermann J., Hand M., Buick I.S.* Using in situ trace-element determinations to monitor partial-melting processes in metabasites // *J. Petrology.* 2005. V. 46. P. 1283–1308.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds). *Magmatism in the Ocean Basins.* Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tsai C.Y., Liu J.G.* Eclogite-facies relics and inferred ultrahigh-pressure metamorphism in the North Dabie complex, central-eastern China // *Am. Mineral.* 2000. V. 85. P. 1–8.
- Vigneresse J.L., Barbey P., Guney M.* Rheological transitions during partial melting and crystallization with applications to felsic magma segregation and transfer // *J. Petrology.* 1996. V. 57. P. 1579–1600.
- Wyllie P.J., Wolf M.B., van der Laan S.R.* Conditions for formation of tonalites and trondhjemites: Magmatic sources and products // M. de Wit, L.D., Ashwal (Eds). *Greenstone Belts.* Oxford Monographs on Geology and Geophysics. 1997. V. 35. P. 256–266.
- Xiong X.L., Adam J., Green T.H.* Rutile stability and rutile/melt partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implication for TTG genesis // *Chem. Geol.* 2005. V. 218. P. 339–359.
- Zhang L.F., Ellis D.J., Jiang W.B.* Ultrahigh pressure metamorphism in western Tianshan, China, part I: evidence from the inclusion of coesite pseudomorphs in garnet and quartz exsolution lamellae in omphacite in eclogites // *Am. Mineral.* 2002. V. 87. P. 861–866.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Слабунов А.И., Сибелев О.С., Король Н.Е., Володичев О.И.</i> Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс Карельского кратона.....	1
<i>Slabunov A.I., Sibelev O.S., Korol N.E., Volodichev O.I.</i> Onega granulite-enderbite-charnockite complex of the Karelian Craton.....	17
<i>Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанова А.В., Степанов В.С., Сибелев О.С.</i> Архейские и палеопротерозойские эклогиты района с. Гридино (Белое море) .....	21
<i>Volodichev O.I., Slabunov A.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Sibelev O.S.</i> Archean eclogites and paleoproterozoic eclogitized gabbroids, Gridino area, White sea.....	37
<i>Минц М.В., Конилов А.Н.</i> Беломорская эклогитовая провинция, местонахождения Узкая и Широкая Салма (ассоциация Салма, Кольский полуостров).....	47
<i>Mints M.V., Konilov A.N.</i> Belomorian eclogite province, Uzkiye and Shirokaya Salma localities (Salma association, Kola Peninsula).....	73
<i>Щипанский А.А., Слабунов А.И., Ходоревская Л.И.</i> Эклогиты и ассоциирующие с ними породы карьера Куру-Ваара .....	82
Eclogites and associated rocks from the Kuru-Vaara quarry .....	104

ДЛЯ ЗАМЕТОК



Научное издание

## **ГРАНУЛИТОВЫЕ И ЭКЛОГИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

*Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий*

*Печатается по решению Ученого совета Учреждение РАН Института  
Карельского научного центра РАН*

*Издано в авторской редакции*

На обложке фото *А.И. Слабунова*:  
Петроглифы на онежских гранулитах.  
Архейские эклогиты (о. Столбиха)  
Лапландские гранулиты. Эклогиты Максютковского комплекса (Урал).

Сдано в печать 25.05.2011 г. Формат 60х84 <sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Бумага офсетная. Гарнитура Times. Печать офсетная.  
Уч.-изд.л. 49,1. Усл. печ. л. 46,3. Тираж 200 экз.  
Изд. № 193. Заказ № 956

Карельский научный центр РАН  
Редакционно-издательский отдел  
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50